



TITLE:

北西太平洋の熱帯低気圧発生環境  
場に関する統計的研究(  
Dissertation\_全文)

AUTHOR(S):

吉田, 龍二

---

CITATION:

吉田, 龍二. 北西太平洋の熱帯低気圧発生環境場に関する統計的研究. 京都大学, 2014, 博士(理学)

ISSUE DATE:

2014-09-24

URL:

<https://doi.org/10.14989/doctor.r12853>

RIGHT:

北西太平洋の熱帯低気圧  
発生環境場に関する統計的研究

吉田龍二

## 要旨

熱帯低気圧 (Tropical Cyclone; TC) の総観規模発生環境場である対流圏下層流れパターンの分類は、これまで主観解析に頼っていたが、本研究では客観的に行う手法を提案し、1979 年～2008 年の 30 年間の長期間にわたる解析を行うことで、気候値としての下層流れパターンの分類を実現した。さらに総観規模下層流れパターンの背景場となる大規模場の季節内振動と下層流れパターンの関係性を調べ、TC 発生環境場のより包括的な理解を進めた。

下層流れパターンは、TC 発生過程で重要な下層の鉛直渦度を提供する環境場として注目されている。そこで Ritchie and Holland (1999) で扱われた、シアーライン (SL)、東西風合流域 (CR)、偏東風波動 (EW)、モンスーン渦 (GY)、そして先行台風によるロスビー波列 (PTC) の 5 つの下層流れパターンを対象にこれらの総観規模の特徴と TC 発生との関係を調べた。本研究の解析は客観的手法であるため、下層流れパターンの同定に人為的なばらつきが入り込みにくい分類結果を得ることができる。北西太平洋上で発生した 908 個の TC を調べた結果、全体の 42% が SL、16% が CR、18% が EW、6% が GY、そして 11% が PTC の影響下で発生したと分類された。さらに、季節変動や年々変動を調べた結果、年間を通して TC 発生事例の頻度が最も高いのは SL に伴う TC 発生事例であること、CR に伴う TC 発生事例は北半球の夏季に限れば EW に伴う TC 発生事例よりも頻度が高くなること等がわかった。年々変動については、TC 発生に伴う下層流れパターンの頻度順位に大きな変化はないことがわかった。本研究の解析手法は、1 つの TC 発生事例に対して同時に複数の下層流れパターンの寄与を評価できるように工夫されている。これによって、SL と CR は同時に TC 発生に寄与を及ぼす傾向があること、および EW は単独で TC 発生に寄与を及ぼす傾向があることを指摘した。

総観規模下層流れパターンに関する客観的分類手法と季節内振動 (BSISO) のフェーズを表現するインデックスを用いることで、初めて総観規模下層流れパターンと大規模場の季節内振動との関係性について調べた。特定の総観規模下層流れパターンに伴う TC 発生頻度は、季節内振動のフェーズによって変化する。TC 発生に適したフェーズでは季節内振動に伴う対流活発域が北西太平洋上に顕在化し、なおかつ季節内振動に伴う西風と貿易風の間に生じる大規模な東西風の境界が対流活発域に重なることで、TC 発生に適した大規模環境場が整う。この結果、季節内振動の活発域周辺では SL や CR に伴う TC 発生事例の頻度が高くなると考えられる。

# 目次

第1章 序論.....	1
1.1 熱帯低気圧について .....	1
1.2 熱帯低気圧の発生過程.....	7
1.3 TC 発生環境場 .....	13
1.4 問題意識 .....	20
第2章 総観規模流れパターンの統計的特徴.....	22
2.1 はじめに .....	22
2.2 データ .....	24
2.3 寄与量推定スコアの定義.....	26
2.3.1 シアーライン (Shear Line; SL) .....	26
2.3.2 東西風合流域 (Confluence Region; CR) .....	28
2.3.3 偏東風波動トラフ (Easterly Wave; EW) .....	29
2.3.4 モンスーン渦 (Monsoon Gyre; GY) .....	30
2.3.5 先行台風 (Pre-existing Tropical Cyclone; PTC) .....	31
2.3.6 算出されたスコアの概要 .....	33
2.3.7 算出された寄与量推定スコアの検証.....	36
2.4 結果.....	38
2.4.1 主要流れパターンの発生割合 .....	38
2.4.2 熱帯低気圧発生環境場の時間的变化.....	40
2.4.3 熱帯低気圧発生に関する対流圏上層の環境場 .....	42
2.5 考察.....	45
2.5.1 主要流れパターンと副次流れパターンの関係性.....	45
2.5.2 下層流れパターンの背景場 .....	49



---

2.5.3 分類不可 (UCF) カテゴリの TC 発生事例 .....	51
2.6 まとめ .....	53
第 3 章 総観規模流れパターンと季節内振動との関係性 .....	55
3.1 はじめに .....	55
3.2 データと解析手法 .....	60
3.3 BSISO が総観規模流れパターンに及ぼす影響 .....	64
3.3.1 総観規模流れパターンと発生頻度の高い BSISO フェーズ .....	64
3.3.2 総観規模流れパターンを形成する背景場としての BSISO .....	67
3.4 考察 .....	72
3.5 まとめ .....	73
第 4 章 結語 .....	74
参考論文 .....	77
共著論文における申請者の寄与 .....	79
謝辞 .....	80
参考文献 .....	82

---

## 図目次

図 1.1 台風の年間発生数と日本への年間接近数, および年間上陸数: 気象庁のデータベースより作成した. 台風の中心が全国のいずれかの気象官署から 300km 以内に入った場合に接近したと定義し, 台風の中心が北海道, 本州, 四国, 九州の海岸線に達した場合を上陸と定義する. ....	2
図 1.2 レーダー観測をもとにした北半球の熱帯低気圧の概念図 (Willoughby 1988 による). Houze (2010) より引用. ....	3
図 1.3 軸対象構造を仮定した熱帯低気圧 (ハリケーン) の鉛直-半径断面図: 絵の中心が渦の中心であり, 左側は質量フラックスを矢印, 相当温位 (K) を破線で示す. 右側は接線風速 ( $\text{ms}^{-1}$ ) を実線, 温度 ( $^{\circ}\text{C}$ ) を破線で示す. Houze (2010) より引用. ....	4
図 1.4 TC の発生期における平均的な最大風速と海面更正気圧の変化: 発生期全体を GENESIS と INTENSIFICATION の 2 つの過程に分割している. Zehr (1992) より引用. .	5
図 1.5 熱帯低気圧として始めて検出された位置: ここでは風速 $17\text{ms}^{-1}$ 以上をもつようになった時点で熱帯低気圧とされている. 年数は参照したレコード期間の長さを示す. Gray (1968) より引用. ....	8
図 1.6 理想化された 8 月の平均地上風の分布: 太い実線は無風帯の熱帯性トラフを示し, 破線は貿易風の熱帯性トラフを示す. 北インド洋の太い破線は 8 月から 9 月におけるこの領域の熱帯性トラフの平均的な位置を表す. Gray (1968) より引用. ....	8
図 1.7 全球の Genesis Potential (GP) の分布: カラーシェードは GP の分布, 黒点是对応する期間における TC 発生位置をプロットしたものである. (a) は 1970 年から 2004 年における 2 月の気候値を示す. (b) は 1970 年から 2005 年における 9 月の気候値を示す. Camargo et al. (2007) より引用. ....	9
図 1.8 Mesoscale Convective System (MCS), Mesoscale Convective Vortex (MCV), Vortical Hot Tower (VHT) の概念図; Houze et al. (2009) より引用. ....	10

- 
- 図 1.9 2001 年台風 Francisco の数値モデルシミュレーションの結果;左側 6 枚は Outgoing Longwave Radiation(シェード)と 500 hPa 高度の水平風(ベクトル)を示しており, 右側 6 枚は地上における鉛直渦度(シェード)と同高度の水平風(ベクトル)を示している. JTWC ベストトラックデータによると 17 日 06UTC に Tropical Depression 強度に達している. 吉田・石川 (2011)より引用した. ....11
- 図 1.10 モンスーンシアラインパターンの TC 発生事例についてのコンポジット図;発生 72 時間前の(a) 海面更正気圧, (b) 850hPa 高度の帯状風の分布を示す. 図中の星印は TC 発生位置を示す. Ritchie and Holland (1999) から引用. ....15
- 図 1.11 モンスーン合流域パターンの TC 発生事例についてのコンポジット図;850hPa 高度における流線と相対渦度の鉛直成分 ( $4 \times 10^{-6} [s^{-1}]$ の値) をコンターで描いている. 星印は TC 発生位置を示す. (a) 72 時間前, (b) 48 時間前, (c) 24 時間前, (d) 発生時刻をそれぞれ示す. Ritchie and Holland (1999) から引用. ....16
- 図 1.12 1991 年 8 月に観測されたモンスーン渦:コンターは 1991 年 8 月 12 日 0000 UTC における海面更正気圧の分布を 2 hPa 間隔で示している. 3 つの黒く塗りつぶされた領域は TC Ellie, Fred, および Tropical Depression 13<sup>th</sup> のまわりで 1000 hPa よりも海面更正気圧が低い領域を示している. Lander (1994) から引用. ....17
- 図 1.13 モンスーン渦パターンの TC 発生事例についての発生時刻におけるコンポジット図:  
(a) 850hPa 高度における流線と収束 ( $1 \times 10^{-6} [s^{-1}]$ の値) を灰色のシェードで描いており,  
(b) 250hPa 高度における流線と発散 ( $1 \times 10^{-6} [s^{-1}]$ の値) を灰色のシェードで描いている.  
より濃い灰色は  $2.5 \times 10^{-6} [s^{-1}]$ よりも値が大きい領域を意味する. Ritchie and Holland (1999) から引用. ....17
- 図 1.14 偏東風波動パターンの TC 発生事例についてのコンポジット図: 700 hPa 高度における流線と相対渦度の鉛直成分をコンターと灰色のシェードで表す. コンター間隔は  $4 \times 10^{-6} [s^{-1}]$ で, シェードは  $4 \times 10^{-6} [s^{-1}]$ よりも値が大きい領域を示す. 図中の太線は波のトラフを示す. Ritchie and Holland (1999) から引用. ....18
- 図 1.15 エネルギー散逸パターンの TC 発生事例についてのコンポジット図: 850 hPa 高度における流線と低気圧性相対渦度の鉛直成分をコンターとシェードで示す. コンター間隔は  $4 \times 10^{-6} [s^{-1}]$ で, シェードは  $8 \times 10^{-6} [s^{-1}]$ よりも値が大きい領域を示す. (a) 72 時間前,
-

- (b) 48 時間前, (c) 24 時間前, (d) 発生時刻をそれぞれ示す. Ritchie and Holland (1999) から引用. ....19
- 図 2.1 RH99 に基づいた TC 発生時に見られる 5 つの下層流れパターンの概念図. 貿易風とモンスーン由来の西風が矢印で示されており, 先行台風が作るロスビー波列が渦的な形状によって表現されている. Yoshida and Ishikawa (2013)の図を和訳したもの. ....23
- 図 2.2 線状領域の検出例:ここでは西方向へ延長することを考える. 格子点は緯度経度座標に対応し, 各格子点は東西風のデータを持っている. まず, 中心格子点が TC 発生位置から最も近い東西風の符号が南北で変化する格子点として定義される. つぎに隣接する 3 つの格子点(candidates)のうち, 東西風の符号が南北で変化する格子点を選択される. もし, この基準を満たす候補が複数検出された場合には東西風の南北勾配が最も大きい格子点を選択される. これを繰り返すことで線状領域が検出される. ....27
- 図 2.3 GY の寄与量推定スコア算出に使われる海面更正気圧の典型的分布:1991 年の 10 号, 11 号, 13 号熱帯低気圧, そして 1993 年の 10 号, 11 号, 12 号熱帯低気圧について, 発生位置を中心にして作成したコンポジット. 領域平均からの偏差を描いており, 図の中心が熱帯低気圧発生位置である. ....31
- 図 2.4 JTWC ベストラックデータの 2000 年第 15 号についての波長 2000km を中心としたバンドパスフィルターをかけた海面更正気圧の領域平均からの差の分布:コンター間隔は 0.5 hPa で-1.5 hPa~1.5 hPa の間を描いており, 実線は正の値, 破線は負の値を示す. 赤星, 紫星はそれぞれ新しい TC の発生場所と先行する TC の場所を示す. 右下の棒グラフはこの事例における寄与量推定スコアの値を示しており, PTC のスコアが最も高い値を持つことがわかる. ....32
- 図 2.5 客観的手法によって算定されたスコアのヒストグラム(北西太平洋上で 1979 年~2008 年の間に発生した TC 事例について):(a)シアーライン, (b)合流域, (c)モンスーン渦, (d)偏東風波動, (e)先行台風. 横軸は寄与量推定スコアの値, 縦軸が 30 年間の TC 発生事例全数に対する割合を示す. ....34
- 図 2.6 任意定数 A の変化に対するスコアの変化特徴:(a) SL パターン, (b) CR パターン, (c) EW パターンについてそれぞれ示す. 左側の縦軸はスコアの標準偏差, 右側の縦軸は  $\exp(A \text{ dist})$  の項の値の標準偏差を示す. ....35

- 図 2.7 客観的分類手法による流れパターンの検出例:それぞれ, (a) SL, (b) CR, (c) EW, (d) PTC が主要流れパターンと同定された事例を示す. 矢印は 850 hPa 高度における水平風, カラーシェードは同じ高度における東西風を表す. 緑色のコンターは海面更正気圧の分布を示す. 各パネルの左下の棒グラフは, 各事例において算定された寄与量推定スコアの値を示す. ....38
- 図 2.8 5 つの流れパターンと UCF カテゴリについての発生位置; a) 緯度, b) 経度をそれぞれ示す. 鉛直向きのバーは最大・最小値を示し, 箱の幅は 25, 75 パーセンタイルを示す. 箱の中の水平バーは中央値を示す. ....39
- 図 2.9 5 つの流れパターンに分類された TC 発生事例数の 1979 年～2008 年(30 年間)の季節変動: (a) 各パターンにおける TC 発生事例数の月間積算値, (b) 各月の全数に対する割合. ....40
- 図 2.10 5 つの流れパターンに分類された TC 発生事例数の 1979 年～2008 年(30 年間)の年々変動: (a) 各パターンにおける TC 発生事例数の年間積算値, (b) 各年の全数に対する割合. (a) には 5 ヶ月幅で移動平均をかけた NINO3 インデックスが実線で示されている. ....41
- 図 2.11 (a) 対流圏上層の循環, (b) 水平風の深い鉛直シア; 鉛直向きのバーは最大・最小値を示し, 箱の幅は 25, 75 パーセンタイルを示す. 箱の中の水平バーは中央値を示す. (a) において, 正の値は低気圧性循環, 負の値は高気圧性循環を意味する. ....43
- 図 2.12 TC 発生位置に対する対流圏上層の低気圧性循環の相対的な位置: (a) TC 発生位置から低気圧性循環までの距離, (b) TC 発生位置からみた低気圧性循環が存在する方位( $0^\circ$ は北,  $180^\circ$ は南を指す). ここに示す結果は, 上層の低気圧性循環の値が 75 パーセンタイル以上の大きさを持つ TC 発生事例に限って算出した 30 年間積算値である. ....44
- 図 2.13 主要流れパターンを横軸, 副次流れパターンを縦軸にとった寄与量推定スコアの散布図: SL, CR, PTC パターンについては 2 次, 3 次流れパターンを副次流れパターンに含み, EW パターンについては, 2 次から 4 次流れパターンまでを副次流れパターンに含む. 各々の図中の実線と  $R^2$  の値は, それぞれ線形回帰線と決定係数を表す. ....46

- 図 2.14 TC 発生位置と GPI の地理的分布: GPI は 1979 年～2008 年の 7 月～10 月における  
平均値を示す. 発生位置を示す丸, 三角, 四角の形状は, それぞれ SL, CR, EW パター  
ンを表す. ....49
- 図 2.15 TC 発生数と GPI の比較: (a) 季節変動; 棒グラフは SL, CR パターンの TC 発生事例  
数の 1979 年～2008 年の 30 年間積算値を示し, 各線は GPI とこれを構成する各項に使  
われる変数を月ごとに算出した 30 年間平均値を示す. (b) 年々変動; 棒グラフは EW パ  
ターンの TC 発生事例数の年間積算値を示し, 各線は GPI と GPI 定義式の各項に使わ  
れる変数を年ごとに算出した平均値を示す. VOR は渦度, RH は相対湿度, PI は潜在強  
度, そして VS は鉛直シアを意味する. ....51
- 図 2.16 分類不可カテゴリの例. 赤星は各事例の発生位置を示す. 矢印は 850 hPa 高度にお  
ける水平風, カラーシェードは同じ高度における東西風を表す. 緑色のコンターは海面  
更正気圧の分布を示す. ....53
- 図 3.1 OLR [ $\text{Wm}^{-2}$ ] のホフメラー図: 1992 年の事例について示す. コンター間隔は  $15 \text{ Wm}^{-2}$   
で,  $215 \text{ Wm}^{-2}$  よりも OLR の値が低い領域にシェードを変えている. 2 つの大きな対流活  
発域の筋の始まりの位置に A, B の印をつけている. 南緯 5 度から北緯 5 度の間で平均  
して作成された. Yanai et al. (2000) から引用. ....56
- 図 3.2 Wheeler and Hendon (2004) の MJO インデックスにおけるフェーズダイアグラム: 1974  
年から 2003 年の間の 12 月, 1 月, 2 月において利用可能な全ての日について MJO イ  
ンデックスをプロットしたもの. 中心の円の中はインデックスの Amplitude が 1.0 未満の領  
域で, MJO の活動が弱いことを意味する. ....57
- 図 3.3 TC 発生事例; (a), (b) はそれぞれ, 総観規模の下層流れパターンがシアラインパ  
ターン, 合流域パターンの事例. 矢印は 850 hPa 高度における水平風, シェードは同じ高  
度の東西風を示し, 緑色コンターは海面更正気圧を表す. これら気象場は発生日時の 3  
日前の状況を表示している. 赤星は各事例の TC 発生場所を示す. 各パネルの左下の  
図は, MJO ライフサイクルを表すフェーズダイアグラムで, 点の連なりは発生日付近の  
MJO ライフサイクルを追っている. このうち赤丸で表した点が TC 発生日である. ....58
- 図 3.4 MJO モードと BSISO モードのライフサイクルに伴う対流活発域の分布: カラーシェード  
は各ライフサイクルについてコンポジットされた OLR の気候値からの差を示しており, 青

- 色の領域は気候値よりも OLR の値が低く、対流活動が活発化されている領域を意味する。ベクトルは 850 hPa 高度の水平風を表す。各パネルの右上の数字はコンポジットの対象としたサンプル数を示す。Kikuchi et al. (2012)より引用。 .....59
- 図 3.5 季節内振動が顕著であった日の総数;MJO は青色, BSISO は赤色の棒グラフでそれぞれ示す。1979 年から 2009 年を対象に各月で対象となった日の数に基づいて正規化した値を示す。Kikuchi et al. (2012)より引用。 .....60
- 図 3.6 顕著な ISO を MJO モードか BSISO モードに区別して同定するフローチャート;**A\***は正規化された振幅を表す。Kikuchi et al. (2012)より引用。 .....62
- 図 3.7 ISO のライフサイクルを表すフェーズダイアグラム;(a) MJO モード (PC1, PC2), (b) BSISO モード (PC2, PC1) をそれぞれ示し、1979 年～2009 年の間の ISO の分布を示す。ライフサイクルを 8 つのフェーズに分割して表現する。ISO の平均的な位置は対流活動が活発な領域に相当すると想定することによって、この図から ISO の平均的な位置を推定することができる。Kikuchi et al. (2012)より引用。 .....63
- 図 3.8 1979 年～2008 年の 5 月～11 月における TC 発生事例数;Active BSISO と Inactive BSISO の 2 つに分けて示す。SL, CR, EW, GY, PTC はそれぞれ総観規模下層流れパターンに分類した場合の事例数を示しており、TOTAL はこれらの合計を示す。2 つの実線は事例数が顕著に大きいかどうかを判断するための閾値を表しており、赤線と青線は、それぞれ Active BSISO と Inactive BSISO の場合の閾値を表す。それぞれの図において鉛直軸の範囲が異なることに注意。 .....65
- 図 3.9 TCG\_PTC と TCG\_TOTAL の事例数に対するラグ相互相関;TCG\_PTC のフェーズに対して、TCG\_TOTAL のフェーズをずらした場合の相互相関係数を示す。Phase Lag が -1 の場合、TCG\_PTC に対して、TCG\_TOTAL のフェーズを 1 つ後ろへずらした TC 発生事例数のフェーズ分布を対象に相互相関を算出することを意味する。バーの上の数値は相互相関係数の値を示す。TC 発生事例は BSISO の Active, Inactive に関わらずに取り扱った。 .....66
- 図 3.10 850 hPa 高度の帯状風の分布;1979 年～2008 年、5 月～11 月の期間における Active BSISO の日について平均した値を示す。コンターは Active BSISO の場合における OLR の気候値からの偏差を示す。星印は各フェーズにおける TCG\_TOTAL の平均発生場所

を表し、文字は各総観規模流れパターンに分類した場合の平均発生場所を示す。S: シアーライン, C: 東西風合流域, E: 偏東風波動, G: モンスーン渦, P: 先行台風をそれぞれ意味する。括弧付きの文字は該当フェーズにおいて該当パターンの TC 発生頻度が閾値未満であることを意味する。帯状風は 25–90 日幅のバンドパスフィルターをかけたあと平均値を算出した。 .....68

図 3.11 フェーズ 6～8 の場合の 850 hPa 高度における帯状風の平均値(カラーシェード)と TC 発生場所(黒点): 1979 年から 2008 年の間, 5 月～11 月の期間の TC 発生事例を対象とし, TC 発生日に Active BSISO であった場合のみを取り扱った。帯状風の平均値の算出には発生日の 3 日前の帯状風の分布を使用した。(a) フェーズ 6 の TCG\_SL, (b) フェーズ 7 の TCG\_SL, (c) フェーズ 8 の TCG\_SL, (d) フェーズ 6 の TCG\_CR, (e) フェーズ 7 の TCG\_CR, (f) フェーズ 8 の TCG\_CR の場合をそれぞれ示す。 .....70

図 3.12 帯状風の合成図; TC 発生場所を中心にとって合成した。(a) Active BSISO でフェーズ 7 の場合の TCG\_SL, (b) Inactive BSISO でフェーズ 7 の場合の TCG\_SL, (c) Active BSISO でフェーズ 8 の場合の TCG\_CR, (a) Inactive BSISO でフェーズ 8 の場合の TCG\_CR をそれぞれ示す。帯状風は 850 hPa 高度のもので, TC 発生日時の約 69 時間前(66 時間前と 72 時間前の平均値)のデータを利用している。対象とした TC 発生事例は 1979 年～2008 年の 5 月～11 月の間に発生した事例である。 .....71



## 表目次

表 2.1 客観的手法によって得られた寄与量推定スコアの例:太字で示されているスコアは、各 TC 発生事例においてパターン間で比較したときの最大値であり、対応するパターンが主要流れパターンとして同定される. ....	33
表 2.2 任意定数の違いによる分類結果の比較;1984 年～1992 年(1989 年を除く)8 年間を対象とした. ....	35
表 2.3 寄与順位間における寄与量推定スコアの分布についての統計検定結果;○は順位間のスコア分布差が 95%範囲で有意であることを意味し、×は有意でないことを示す. ..	37
表 2.4 客観的解析手法による流れパターン分類のまとめ. 北西太平洋上で発生した TC を対象に 1979 年～2008 年の 30 年間における分類結果と各流れパターンの 30 年間平均した発生位置を示す. ....	39
表 2.6 想定される下層流れパターンを形成する特徴 .....	48
表 2.7 季節変動および年々変動における主要流れパターンに伴う TC 発生数と GPI, および GPI 定義式の各項に使われる変数との相関係数. VOR は渦度, RH は相対湿度, PI は潜在強度, そして VS は鉛直シアを意味する. ....	52

# 第1章 序論

## 1.1 熱帯低気圧について

熱帯低気圧(Tropical Cyclone, 以降 TC)とは, 熱帯海洋上で発生し, 主に海洋から得られる熱エネルギーによって駆動される低気圧のことをいう(Emanuel 2003). TC は圏界面に達する低気圧生の渦で, その最上部の吹き出し域を除けば対流圏のほぼ全層で顕著な低気圧性回転の流れを持つ. ほとんどの場合, 中心には雲の無いいわゆる眼をもち, そこでは弱い下降流が存在し気温も周囲より若干高くなっている(暖気核). 眼の周囲は非常に活発な積乱雲で構成され, そこでは激しい降雨と潜熱放出による加熱が存在している. 眼の外側は弱い降水を伴った層状性の雲とその中に散在する積乱雲で構成されている. 警戒情報を発するのための目的から, 技術的には海拔 10 m 高度における水平風の最大風速(10 分間平均)が  $13 \text{ ms}^{-1}$  以上の低気圧を TC と定義している. さらに TC のなかで北西太平洋上にある最大風速が  $17 \text{ ms}^{-1}$  以上のものを台風と呼ぶ. 図 1.1 に年間の台風発生数, 日本への接近数, および上陸数を示した. 台風の平均的な発生数は年間 26 個, そのうち日本に接近するものは年間 11 個, 上陸するものは年間 3 個である. 台風の発生数, 上陸数にはともに年々変動がみられ, 1967 年, 1971 年, そして 1994 年には特に台風の発生数が多く, 1960 年, 1966 年, そして 2004 年には日本への上陸数が多い. 台風の発生数には季節変化もあり, 北半球の夏に多く, 冬に少ない.

熱帯低気圧や台風は, これまでに北西太平洋に面するアジア諸国に大きな気象災害を及ぼしてきた. 個々の例をあげると, 第 2 次世界大戦以降の日本災害史上でも特に多くの死者・行方不明者(5000 人以上)をもたらした伊勢湾台風(1959 年 15 号 VERA)がある. 伊勢湾台風は, 1959 年 9 月 21 日に北緯  $11^{\circ}$ , 東経  $160^{\circ}$ にて発生し, 北上をつづけて 9 月 26 日 18 時に潮岬付近に上陸した. 上陸後は北北東へ進み, 6 時間ほどで富山市付近から日本海へ抜けた. 上陸時に潮岬で観測された最低気圧は 929.5 hPa, 平均最大風速は 33.4 m と記録されている. 台風の勢力があまり衰えぬまま接近して上陸し, 伊勢湾における高潮災害にとって最悪といえる経路をとって進んだことが大きな災害に結びついたとされている(防災科学技術研究所研究報告 第 75 号).

近年になっても台風による被害は絶えない. 2004 年は台風の上陸数が多く, 10 事例が上陸した(図 1.1). なかでも 2004 年台風 23 号(TOKAGE)は, 全国の死者・行方不明者 98 人, 負傷者 555

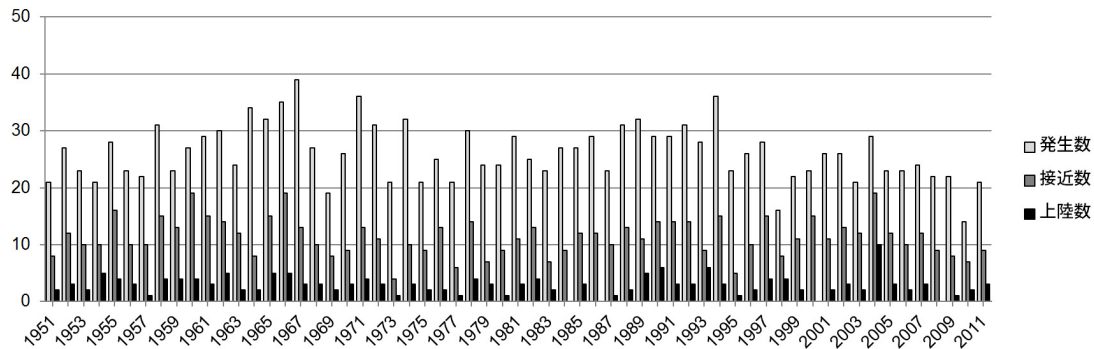


図 1.1 台風の年間発生数と日本への年間接近数、および年間上陸数: 気象庁のデータベースより作成した。台風が中心が全国のいずれかの気象官署から 300km 以内に入った場合に接近したと定義し、台風が中心が北海道、本州、四国、九州の海岸線に達した場合を上陸と定義する。

人、家屋損傷 19640 棟、浸水被害 55455 棟という大きな被害をもたらした(消防庁平成 16 年台風第 23 号による被害状況第 25 報)。水平スケールが大きく、かつ強い台風であったこと(最初の上陸時に中心気圧 955hPa, 風速  $15 \text{ ms}^{-1}$  以上の強風域が東側に 808 km に渡って広がっていた)に加え、四国地方から関東地方へ本州を縦断する進路であったことが広範囲にわたって大きな被害をもたらす要因となった(気象研究所技術報告第 49 号, 気象庁資料)。2011 年の台風 12 号(TALAS)も死者・行方不明者 98 人、負傷者 113 人、家屋損傷 4008 棟、浸水被害 22094 棟という甚大な被害を及ぼした(消防庁平成 23 年台風 12 号による被害状況第 20 報)。高知県東部に上陸し、四国地方、中国地方を縦断して日本海へ抜ける経路を非常にゆっくりと移動したために、台風の東側にあたる紀伊半島を中心に広い範囲で総降水量 1000mm を超える大雨をもたらした。特に雨量の多かった奈良県の上北山村では、3 日間の総降水量が 1600mm を超えた。紀伊半島の様々な場所で土砂崩れや河川氾濫が発生し、和歌山県那智勝浦町では鉄道の橋が流されるなど大きな被害を受けた。さらに土砂崩れが河道を塞ぐことにより天然ダムが形成され、その影響は台風通過後も長期間に及んだ。

台風に起因する自然災害は、日本だけではなく北西太平洋に面したアジア諸国にとっても、防災・減災対策を必要とする深刻な課題である。2009 年台風 8 号(MORAKOT) は、台湾に上陸し総降水量が 1600mm を超える大雨をもたらした。台湾の南部にある小林村では、大規模な土石流が発生し、400 人を超える死者・行方不明者を出し、台湾における記録的な大災害となった (Tsou et al. 2011)。被害の甚大さを受けて、これ以降 MORAKOT という台風の名前は使用しないことになっ

たほどである。2013 年の台風 30 号 (HAIYAN, フィリピン名 Yolanda) は、フィリピンを東から西へ通過し特にそれまで台風による災害が相対的に少なかった中部に甚大な被害を及ぼした。被害の大きな原因のひとつに台風に伴う高潮が挙げられており、レイテ島、サマール島を中心に高潮による被害が出た。フィリピンの National Disaster Risk Reduction and Management Council によると 6268 人以上の死者、28689 人の負傷者を出し、1061 人が行方不明になったとされている(2014 年 3 月現在)。このように TC は近年でも多大な被害を及ぼす原因であり、防災・減災の観点からも重要な研究対象である。

観測結果に基づいた TC の典型的な構造を図 1.2, 図 1.3 に示す。図 1.2 は TC を真上から見た概念図である(Houze 2010)。渦の中心は眼(eye)と呼ばれており、眼の周りを取り囲むように壁雲(eyewall)と呼ばれる対流性雲が存在する。最盛期における TC の構造の大部分は渦の中心に対する軸対称成分で説明できると考えられており、図 1.3 は軸対称構造を仮定して描かれた鉛

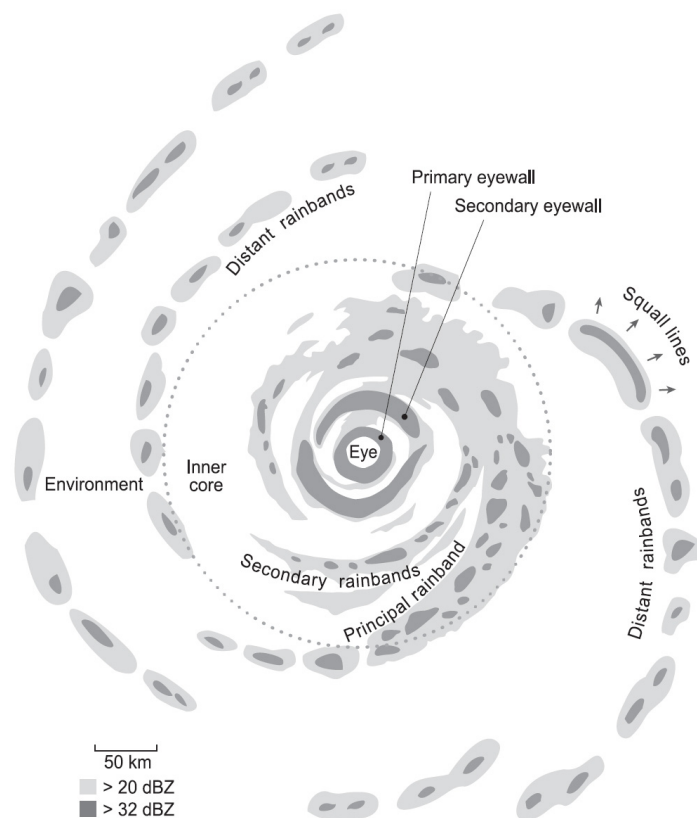


図 1.2 レーダー観測をもとにした北半球の熱帯低気圧の概念図(Willoughby 1988 による)。Houze (2010) より引用。

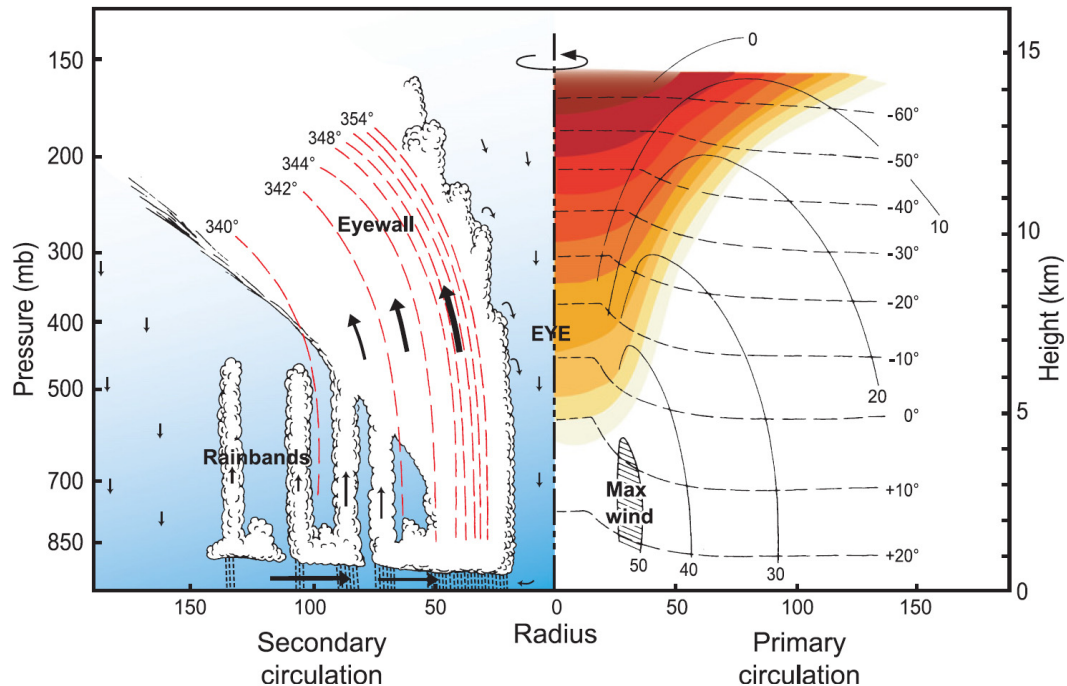


図 1.3 軸対象構造を仮定した熱帯低気圧(ハリケーン)の鉛直-半径断面図: 絵の中心が渦の中心であり, 左側は質量フラックスを矢印, 相当温位 (K) を破線で示す。右側は接線風速 ( $\text{ms}^{-1}$ ) を実線, 温度 ( $^{\circ}\text{C}$ ) を破線で示す。Houze (2010) より引用。

直-半径断面図である (Houze 2010)。渦の中心から外側に数 10 km 離れた対流圏下層に最大接線風速 (図中の max wind) が存在する。この水平面内の流れを TC の 1 次循環と呼ぶ。一方, 鉛直-半径断面に描かれる循環は 2 次循環と呼ばれる。2 次循環を形成する流れは, 境界層内を渦の中心へ向かう負の動径風, 壁雲の中を上昇する流れ, 渦の上部を外側に向かう正の動径風である。対流圏上層を外側に向かう流れの中にはアンビルと呼ばれる層状性雲が広がっており, アンビルの下には下降流がある。アンビルのある高度では水平面内の流れは下層よりは弱い低気圧性回転, もしくは高気圧性回転の接線風速成分を持ちながら壁雲付近から台風の外側へ向かう。

次に TC に関連するこれまでの研究を TC の発生から消滅までの段階ごとに俯瞰してみる。TC の一生は大まかに, 発生期, 最盛期, そして衰退期の 3 つのステージに分けられる (Anthes 1982)。近年の研究では発生期を発生過程と急発達期に分けることもある (図 1.4)。TC は熱帯海洋上のメソ対流系と呼ばれる対流性の雲と層状性の雲の集合体から発達する。始めは渦構造を持っていないメソ対流系がどのようなプロセスで渦構造を形成していくのかという TC 発生初期のメカニズムに関する研究は, 現在最も盛んな研究のひとつである。このメソ対流系から TC への発達過程は,

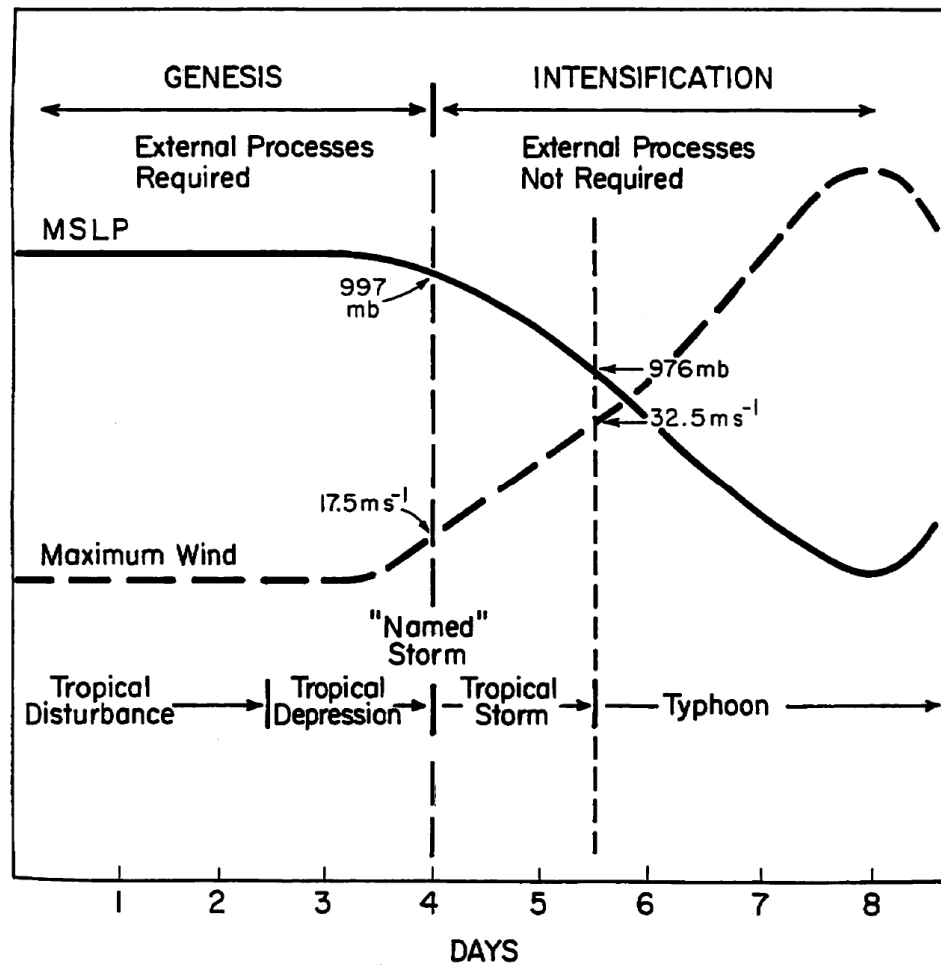


図 1.4 TC の発生期における平均的な最大風速と海面更正気圧の変化: 発生期全体を GENESIS と INTENSIFICATION の 2 つの過程に分割している. Zehr (1992)より引用.

図 1.4 中で“GENESIS”と表記されている段階にあたる. 渦構造を持つ TC になったあと, 一部の TC は急速に強度を増していく急発達期に入る(図 1.4 中の“INTENSIFICATION”と記された段階に相当する). 急発達期のメカニズムは, Ooyama(1969), Charney and Eliassen(1964) によって提唱された第 2 種条件付き不安定(Conditional Instability of the Second Kind; CISK), もしくは Emanuel (1986)によって提唱された Wind Induced Surface Heat Exchange (WISHE)といった考え方で説明されている. TC の中心付近に存在する対流雲域で凝結が生じると, 潜熱を解放して上昇流が加速される. その結果 TC の 2 次循環が強化され, TC の中心へ向かう対流圏下層の収束が強くなる. すると背景場(TC の外側)からより多くの水蒸気量が輸送され, さらに TC の対流活動を強めることになる. TC は広い領域で高い慣性安定度を持ち, そこでは渦の内側よりも外側の方が

大きな角運動量をもつと考えられている。そのため、2 次循環によって外側の大きな角運動量が内側に輸送される効果によっても TC が強化される。この正のフィードバック効果を考えたものが CISK である。WISHE においては、2 次循環が強化されることによって TC 中心へ吹き込む境界層内を流れる空気に海面から供給される潜熱フラックスが増加する効果を考えている。これらの仮説のどれが正しいかについては未だ決着がついておらず、急発達期のメカニズムについては今でも活発に研究が進められている。

急発達期のあとの最盛期における台風の構造に関する研究は古くから行われており、図 1.2 にも描かれているレインバンドの構造や形成過程、さらに最近では眼そのものの形状や眼のまわりの壁雲の置き換え過程に関する研究など多岐にわたる。TC の移動経路についての研究も日本における防災・減災に直接結びつく重要な課題である。熱帯上の台風は、はじめ貿易風によって北西進するが、やがて中緯度の西風の影響を受けて北東進するようになる。この進路の大きな変化を転向と呼ぶ。台風の進路予報を改善するための研究として最適観測法という新しい観測概念が考えられている。これまでは観測結果を用いてデータ同化を行ったのちアンサンブル予報するという過程であったが、最適観測法では先に計算した予報結果から予報精度に大きく影響を与える高感度領域と呼ばれる地理的な位置を特定し、高感度領域において機動的な観測を行うことで、予報精度を向上させることを狙っている。TC は北上してやがて衰退期に入ると、中緯度における大気の傾圧構造、強い水平風の鉛直シア、熱帯よりも低い海面水温 (Sea Surface Temperature; SST) といった環境場の変化を感じて衰退し消滅するか、あるいは温帯低気圧へと変質していく (Jones et al. 2003)。こういった過程は台風の温帯低気圧化と呼ばれる研究分野に該当する。

このように多岐にわたる TC に関する研究のなかで、本研究では発生過程に着目した。なぜなら、TC は、はっきりした渦構造を持つことに加え、個々の寿命はたかだか数時間の積雲対流が主な構成要素であるにも関わらず数日間以上、時には 1 週間以上も持続する特異的な大気現象であり、その発生過程は純粋に理学的な観点から興味深いからである。また、発生過程に関する研究は TC 発生予測技術の向上につながる研究であり、防災・減災にも役立つ。2013 年のフィリピンに上陸した台風のように発生から被害に至るまでの時間が短い地域もあり、TC 発生予測に関しては社会的な要請も大きい。次節では先行研究を紹介しながらより詳細な TC の発生過程について説明する。

## 1.2 熱帯低気圧の発生過程

この節では TC の発生過程に関する研究について概観する。

これまで航空機観測や気象衛星による観測によって、熱帯海洋上の対流性の雲と層状性の雲から構成されるメソ対流系 (Mesoscale Convective System; MCS) と呼ばれる雲の集合体から TC が発達することがわかった (Zehr 1992). しかし、MCS は熱帯でよく見られる雲の集合体であり、TC の発生頻度よりも遙かに多くの発生頻度をもつ。では、どのような条件が整った場合に MCS から TC へと発達するのかという疑問がわいてくる。Gray (1968) は、世界中の TC 発生分布と発生頻度の高い場所の特徴について様々な変数の気候値を調べることによって、TC の発生には以下の 6 つの環境条件が整わなければならないと説明した。

- 海面水温 (Sea Surface Temperature; SST) が  $26.5^{\circ}\text{C}$  よりも高いこと
- 対流圏下層は条件付き不安定な成層であること
- 対流圏下層に低気圧性循環が存在すること
- 水平風の深い鉛直シアが弱いこと
- 対流圏中・下層において湿度が高く上昇流域であること
- 惑星渦度が大きいこと

Gray (1975) は、これらの環境条件を評価するインデックス (Seasonal Genesis Parameter) を考案した。そして Seasonal Genesis Parameter の地球上での分布、およびその季節変化を調べることで、TC 発生環境場の概観を説明した。Emanuel and Nolan (2004), Camargo et al. (2007) は同様に環境条件の分布や季節変化を評価するインデックス (Genesis Potential Index; GPI) を提案した。GPI についての詳しい定義式は第 2 章のなかで紹介する。基本的な概念は Gray (1975) に発想を得ているとしながらも、対流圏下層の渦度の表現方法や、SST に関する環境条件の表現が異なっている。北半球、南半球に関わらず、ベストトラックデータをもとにした TC 発生数の季節変化と GPI の季節変化は良く合致する。このような環境条件を評価するインデックスを用いた研究によって、TC 発生数の多い季節や TC 発生数の多い領域では、他の領域に比べて環境条件が整う傾向が高いことが明らかになった。



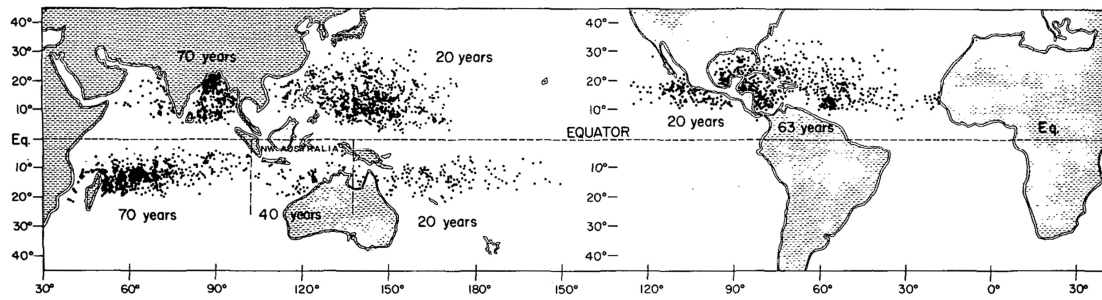


図 1.5 熱帯低気圧として始めて検出された位置:ここでは風速  $17\text{ms}^{-1}$  以上をもつようになった時点で熱帯低気圧とされている. 年数は参照したレコード期間の長さを示す. Gray (1968) より引用.

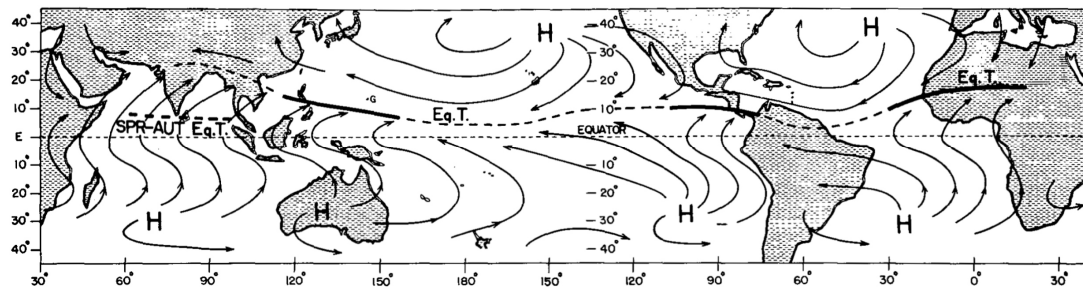


図 1.6 理想化された8月の平均地上風の分布:太い実線は無風帯の熱帯性トラフを示し, 破線は貿易風の熱帯性トラフを示す. 北インド洋の太い破線は8月から9月におけるこの領域の熱帯性トラフの平均的な位置を表す. Gray (1968) より引用.

Gray (1968) は熱帯海洋上で TC 発生が起きる領域の大規模な流れ場の特徴についても調べた. 図 1.5 に示した全球の TC 発生分布から, 太平洋, 大西洋, そしてインド洋の熱帯海洋上で主たる TC 発生域であることがわかる. この領域における気候値としての流れ場を調べた結果, 図 1.6 上において太実線で示されているモンスーントラフと呼ばれる収束帯の周りで TC が多く発生することを明らかにした. モンスーントラフは, 実はモンスーン由来の西風と貿易風の境界に対応している. モンスーントラフ周辺は, 図 1.7 に示すように, 平均的に GPI が高く, TC 発生に必要な環境条件が整っている領域だと言える. 下層の収束場や低気圧性循環は, モンスーントラフの他にも熱帯域で見られる様々な擾乱によってつくられることが知られている. 大西洋や太平洋上では貿易風の中で見られる偏東風波動が TC に発達することがあると古くから知られている (Yanai 1961, 1968). 東太平洋では熱帯収束帯の崩壊過程においても TC が発生する. 熱帯域の対流圏上層に見られるトラ

フ, いわゆる Tropical Upper Tropospheric Trough (TUTT) も熱帯低気圧の発生前に見られる特徴として知られている. Briegel and Frank (1997) は 1988 年と 1989 年について北西太平洋における TC 発生事例を調べた結果, 約 70% の TC 発生事例において対流圏上空にトラフが存在したことを明らかにした. 最近では熱帯波動の観点から TC の前駆体を考える研究も盛んに行われており, Frank and Roundy (2006) は, 混合ロスビー重力波や Tropical Depression-type と呼ばれる熱帯擾乱が下層流れ場の低気圧性渦度を強化する過程を説明した. 偏東風波動のトラフや熱帯擾乱がもつ大きな低気圧性循環を背景場として対流活動が活発化すると, 一部の対流は組織化して MCS へと発達する (Riehl 1948, Ramage 1959, Gray 1998). Zehr (1992) は, 特に長寿命の MCS は 2 回程度の対流活発期を経験して TC 発生に至ることを, 多数の TC 発生事例の解析から明らかにした.

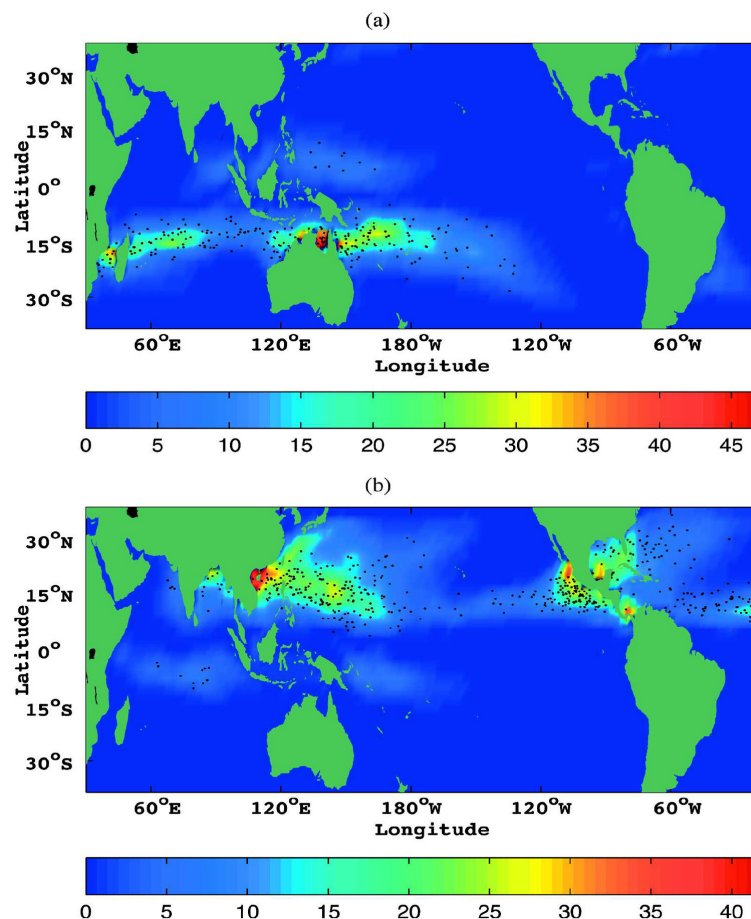


図 1.7 全球の Genesis Potential (GP) の分布: カラーシェードは GP の分布, 黒点是对応する期間における TC 発生位置をプロットしたものである. (a) は 1970 年から 2004 年における 2 月の気候値を示す. (b) は 1970 年から 2005 年における 9 月の気候値を示す. Camargo et al. (2007) より引用.

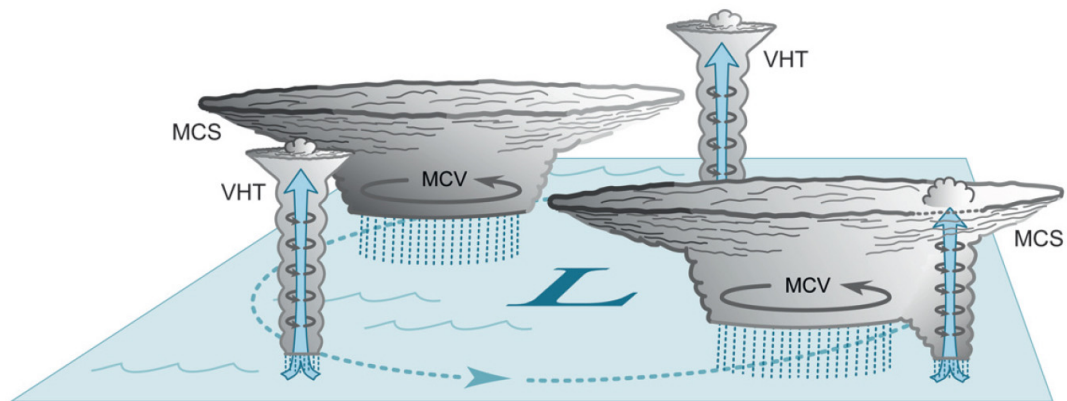


図 1.8 Mesoscale Convective System (MCS), Mesoscale Convective Vortex (MCV), Vortical Hot Tower (VHT) の概念図; Houze et al. (2009) より引用.

ここまで説明したような環境場のもとで MCS から TC が発生するが、TC の特徴である渦構造がどのように形成されるのか、そのメカニズムは TC 発生研究の中でも最も重要な研究課題である(以降、渦形成過程と呼ぶ)。これまでに Top-Down メカニズムと呼ばれる仮説と Bottom-Up メカニズムと呼ばれる仮説が提唱されている。どちらの仮説においても、メソスケール対流渦(MCV)と呼ばれる低気圧性の渦が重要な構成要素である (Simpson et al. 1997; Houze et al. 2009; Fudeyasu et al. 2010)。MCV は、TOGA-COARE (Tropical Ocean and Global Atmosphere- Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment) と呼ばれる熱帯域の対流活動に関する集中観測の中でも観測されている (Miller and Fritsch 1991; Chen et al. 1996, Gray 1998)。その概略を図 1.8 のポンチ絵に示す。

降水を伴った大きな雲域である MCS の層状雲があり、その雲底のすぐ上には MCV が存在している。この対流圏中層の MCV が下層へ延びることで TC を構成する下層渦を形成すると説明するのが渦形成過程に関わる Top-Down メカニズムである。中層の渦を下層へ引き延ばすメカニズムとしては、複数の MCV が併合することによって渦が強くなり、下層でも低気圧性循環が徐々に顕著になるという説明 (Simpson et al., 1997; Ritchie and Holland, 1997)、層状雲域の降水によって引き起こされた下降流が MCV を下層へ延ばすと説明する研究 (Bister and Emanuel 1997) がある。

一方、Bottom-Up メカニズム仮説では MCV は発達に必要な環境場であると解釈されている (Montgomery et al. 2006)。対流圏中層に渦(MCV)があると、その下や周りでは水平風の鉛直シアが顕著になる。そういった場所に対流が立つと、その上昇流により鉛直シアに伴う水平渦度を引

き起こし, Tilting によって対流自体が鉛直渦度を持つ. このような鉛直渦度を持つ対流を彼らは Vortical Hot Tower (VHT)と呼んでいる. VHT についても図 1.8 に対流とカップルした渦として概念図が描かれている. Bottom-Up メカニズムでは複数の VHT が併合し大きなスケールに成長することで低気圧性渦を伴った対流系が形成され, これが TC の種になると説明されている. 吉田・石川 (2011) は, 2001 年台風 Francisco の発生過程について領域数値モデルを用いて再現した結果から, 対流圏下層にある比較的小さな水平スケールの複数の渦が併合してより大きな水平スケールの渦に発達する様子を示した(図 1.9). 小さな渦がある場所には対流雲が存在し, VHT に似た構造をしている. また, 小さな複数の渦がある場所の上(対流圏中層)にも大きな水平スケールの渦が存在する. 対流圏中層の渦がある領域内で平均した渦位は, はじめは対流圏中層だけで強く, 時間とともに下層でも徐々に渦位が強くなる. この特徴は Top-Down メカニズムの仮説で説明される渦形成過程に似ている. 一つの数値シミュレーションの結果から, 両方の仮説の関与を示唆する特徴が見られた. このように Top-Down と Bottom-Up の仮説のどちらがもっともらしいのか現在までに決着は付いておらず, 今後の研究成果が期待される.

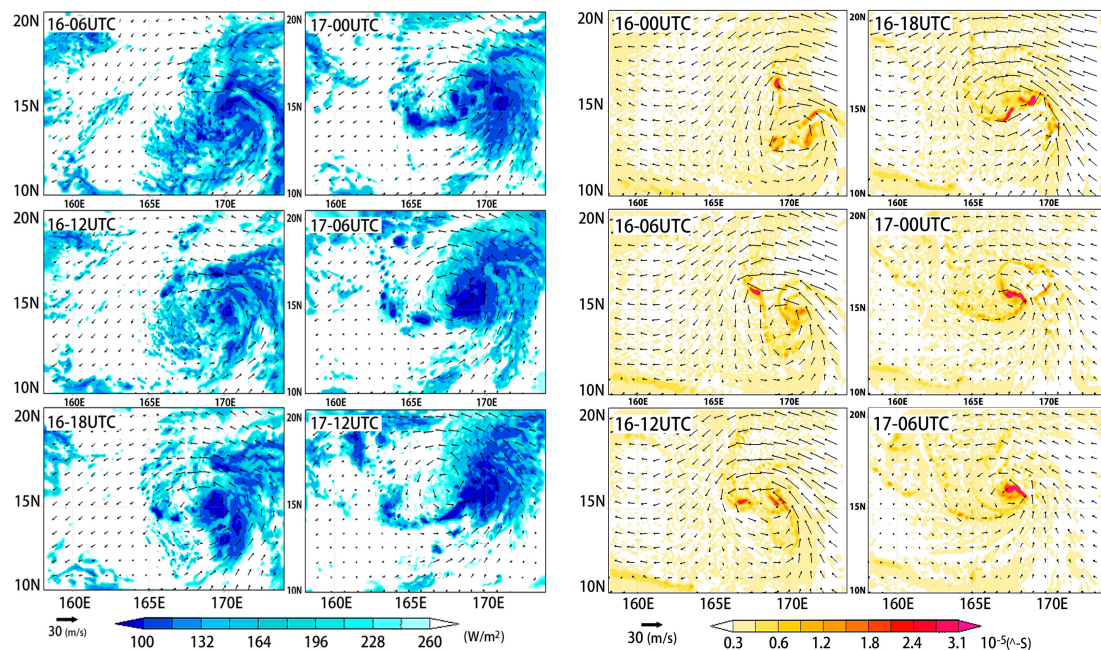


図 1.9 2001 年台風 Francisco の数値モデルシミュレーションの結果;左側 6 枚は Outgoing Longwave Radiation (シェード)と 500 hPa 高度の水平風(ベクトル)を示しており, 右側 6 枚は地上における鉛直渦度(シェード)と同高度の水平風(ベクトル)を示している. JTWC ベストトラックデータによると 17 日 06UTC に Tropical Depression 強度に達している. 吉田・石川 (2011)より引用した.

TC の種になる渦が形成された後、渦の周りに対流雲が発達して壁雲を形成する。壁雲が形成されるのと同じ頃(図 1.4 の Genesis と Intensification の境界付近にあたると考えられる)に急発達期が開始される。急発達期のはじまりは TC の 2 次循環の形成を示していると考えられる。この時点で TC の構造として重要な 1 次循環、壁雲を形成する対流雲、そして 2 次循環の全てが整い、TC の発生過程が完了すると考えられる。

通常 MCS の寿命は数時間から長くて 12 時間程度であるが(Chen et al. 1996), 図 1.4 によれば TC 発生過程は 4 日程度の時間がかかる。これは単一の MCS にとってはあまりにも長く、この期間対流活動が維持することは特別な環境場においてのみ達成されるように思える。この条件に対して Dunkerton et al. (2009)は“Marsupial Paradigm”という仮説を提唱した。彼らは偏東風波動のトラフの周りで発達中の MCS が存在する場合、トラフの発達とともに MCS の周りに閉じた流れ場が形成されることで、TC 発生にとって負の影響を及ぼす外的要因が入り混みにくくなる効果があると主張した。有袋類の新生児が母親の袋の中で守られて育つ様子になぞらえて“Marsupial Paradigm”と名付けられている。例えば、トラフに伴う対流活動が活発な領域に周囲の乾燥空気が侵入すると対流活動が抑制されてしまうが、閉じた流れ場があることで乾燥空気がトラフの内側へ進入することを阻止するといったメカニズムが働くと考えられている。Wang et al. (2010) は 2007 年の Hurricane Felix の発生過程、Montgomery et al. (2010) は 2008 年の Typhoon Nuri の発生過程について“Marsupial Paradigm”をもとに説明した。この仮説はまだ検証がはじまったばかりであり、偏東風波動以外の熱帯擾乱に伴って TC が発生する場合についても対流活動が維持されるメカニズムが明らかにされなければならない。

TC 発生過程がこれだけ研究されており、ある程度明らかになってきているにも関わらず、決定的、統一的な見解がなかなか得られない原因の 1 つとして、TC の発生過程がマルチスケールにわたる過程であることが挙げられる。Gray (1968)が端的に説明した環境条件を満たす大規模環境場が整い、さらにその中で MCS の発達や渦形成過程を支える総観規模環境場が整って、はじめてメソスケールの発生過程が進んでいく。例えば、北西太平洋の TC 発生過程に関係する諸現象は、アジアモンスーンや季節内振動といった 2000 km より大きい空間スケール、1 週間以上の時間スケールを持つ大きな現象から、MCS や個々の積乱雲といった数百 km 以下の水平スケール、数時間～数日の時間スケールを持つメソスケールの現象まで広きにわたる。近年では、これらを一挙に再現することを目的として全球の超高解像度シミュレーションが行われ、熱帯域のクラウドクラスターの組織化や対流雲の特徴を調べる研究も行なわれている。TC 発生過程の全容をつかむためには、こういった研究の成果を待たなければならないと考えられる。



以上に述べたようにメソスケールの過程は、TC 発生過程の肝となる重要な部分ではあるが、これらメソ過程が成立する背景場となる総観規模、もしくは大規模の環境場がどのようなものなのか、まず整理し理解を深めておかなければならない。先行研究によって明らかになった発生過程は、理想実験や様々な事例解析の結果であり、事例毎に条件を揃えて発生過程を比べなければ理解が進まない。TC 発生環境場を適切に分類することで状況を整理する必要がある。そこで、本研究では総観規模の特徴に着目した TC 発生環境場に関する研究を行った。

### 1.3 TC 発生環境場

ここでは、これまで述べてきた TC 発生環境場に関する研究についてより詳しく説明する。TC 発生環境場に影響を与える現象の中で最も大きな時空間スケールをもつものとしてエルニーニョ/ラニーニャ現象が挙げられる。エルニーニョ現象が起きている期間は、フィリピン沖では平年に比べて海面温度が低く、中央太平洋から東太平洋にかけては海面温度が高くなるため、北西太平洋の TC 発生は平年よりも南東（日付変更線に近い）領域に移動する傾向がある (Wang and Chan 2002, Camargo et al. 2007)。また平年より南東領域で発生した TC は、大陸へ上陸するまでに、もしくは中緯度の比較的冷たい海水面温度にさらされるまでに比較的長い時間の猶予があり、長寿命の TC になる傾向があると指摘されている (Wang and Chen 2002)。その結果として、エルニーニョ期間には北西太平洋上の TC の活動度が高くなる傾向にある (Camargo et al. 2005)。

エルニーニョ現象よりは時空間スケールが小さいものの比較的大きなスケールの環境場変化として季節変化が考えられている。Gray (1968, 1998) は、北半球夏季のモンスーンに伴う循環場が北西太平洋上の TC 発生に大きな影響を与えることを示した。モンスーンに伴う西風がフィリピン沖の海面水温が高い領域まで延びると、モンスーンの西風と貿易風の東風との境界周辺で TC 発生が多く見られる (図 1.5, 図 1.6)。このことから、夏季のモンスーンに伴う循環場が北西太平洋上で夏季に TC 発生数が多いことの 1 つの要因であると考えられている。

さらに季節内振動も TC 発生環境場に影響を与えることがわかっている。Madden-Julian Oscillation (MJO, Madden and Julian 1971, 1972) と呼ばれる季節内振動に伴う大規模な対流活発域は、TC 発生に関係する大規模環境場として近年注目されている (Liebmann et al. 1994; Zhu et al. 2003; Camargo et al. 2009)。MJO は、対流圏下層に大規模な収束場、上層に発散場を持ち、赤道上を東進しながら、30~50 日で赤道上を一周する。MJO の東進にともなって、西太平洋上の

対流活動が活発化するとき TC 発生に適した環境場が形成されることが明らかにされている (Camargo et al. 2009). また, MJO の活動が活発な年と不活発な年では同じ領域でも TC 発生環境場に違いがあることが明らかにされている (Tsuboi and Takemi 2014).

総観規模の現象も TC 発生環境場に大きな影響を与えられ. 貿易風のなかでみられる偏東風波動のトラフは, 大西洋で発生する TC の前駆現象として古くから理解されており (Yanai 1961, 1968; Shapiro 1977), 太平洋においても Heta et al. (1990, 1991) によって偏東風波動のトラフが TC の前駆現象となることが報告されている. 偏東風波動は 3000km~4000km の波長をもつ波で, 太平洋上を  $8\text{ms}^{-1}$ ~ $11\text{ms}^{-1}$  の速度で西進する (Reed and Recker 1971; Serra et al. 2008). 偏東風波動のトラフの周りの対流活発域のなかで形成された MCS が TC に発達する.

北西太平洋における総観規模の TC 発生環境場は, 偏東風波動以外にも夏季のモンスーントラフの存在によって様々な影響を受けている. Holland (1995) は, モンスーントラフの周辺に形成される東西風の水平シアや合流域といった対流圏下層の総観規模の流れパターンが, TC 発生環境場として特徴的であることを明らかにした. Ritchie and Holland (1999; 以降 RH99 と称す) は, 1984 年~1992 年 (1989 年を除く) の 8 年間の TC 発生事例について, 対流圏下層の総観場を東西風の水平シア, 合流域, モンスーン渦, 偏東風波動, 先行台風により形成されるロスビー渦列の 5 つに分類し, パターン毎に合成図を作成して TC 発生過程の平均的な描像を明らかにした. こうした総観規模の下層流れパターンは, 対流圏下層に鉛直渦度をもたらし, TC の渦形成過程の背景場を説明する. 下層流れパターンの理解は, 総観規模環境場とメソスケールの渦形成過程を結びつける足がかりになると期待される. 以下に RH99 によって分類された 5 つの対流圏下層流れパターンについて説明する.

#### a). モンスーンシアラインにおける TC 発生

モンスーンシアラインとは図 1.10 に示すように, TC 発生位置の北側に貿易風の東風, 南側にモンスーントラフ由来の西風が吹いている領域を指す. この領域では低気圧性の渦度が局所的に大きくなっている. モンスーンシアライン上で発生した擾乱が TC に発達したとき, その TC をモンスーンシアラインパターンで発生した TC と同定する. 図 1.10 は TC 発生の 72 時間前の総観場を示したもので, この時刻では TC 自体の影響はまだ大きくないと考えられる. この時刻から発生までの 72 時間の間に, 対流圏下層の渦度と収束流が徐々に強化し, かつ対流活動が維持され, 対流圏上層では徐々に発散流が強くなる. モンスーンシアラインパターンは, シアライン上で

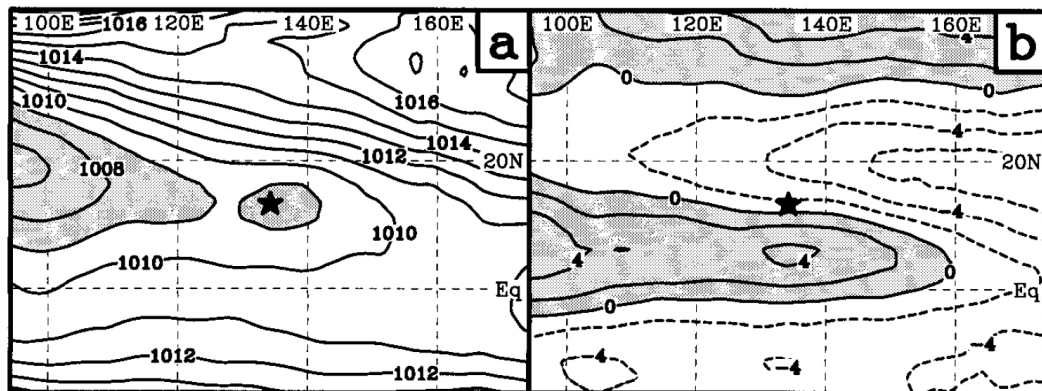


図 1.10 モンスーンシアラインパターンの TC 発生事例についてのコンポジット図; 発生 72 時間前の (a) 海面更正気圧, (b) 850hPa 高度の帯状風の分布を示す. 図中の星印は TC 発生位置を示す. Ritchie and Holland (1999) から引用.

発生するという特徴ゆえにモンスーン合流域比べて TC に発達する熱帯擾乱の移動が小さいパターンであると RH99 は指摘している.

#### b). モンスーン合流域における TC 発生

モンスーン合流域は先のモンスーンシアラインと異なり, モンスーントラフ由来の西風域の東端で, 西風と東風が合流する領域を指す. この領域で発生した擾乱が TC に発達したとき, その TC をモンスーン合流域で発生した TC と同定する. 偏東風波動のトラフの中で発生した擾乱がモンスーン合流域において TC へと発達する事例があり, これもモンスーン合流域で発生した TC と同定する. このパターンでは複数のスケールの影響が考えられることを Holland (1995) が指摘している. 大規模な影響として合流域ではアジアモンスーン由来の西風が入り込むことで大きな収束域になっており, 対流活動が活発で長い寿命を持つ MCS が見られる (Holland 1995). モンスーン由来の西風と東風の合流は, 西進する東風上の波の波長を強制的に短くする効果を持ち, 合流域に波のエネルギーを集積する効果をもつことが指摘されている (Zhang and Webster, 1989; Chang and Webster, 1990; Holland, 1995). 図 1.11 にモンスーン合流域パターンについて発生の 72 時間前から 24 時間前までの流れ場の様子を示す. 72 時間前には偏東風波動が合流域に向かって移動しており, そのあと 48 時間前までに合流域に到達している. 偏東風波動のトラフが合流域で急速に発達し, やがて TC の発生に至る様子がわかる.



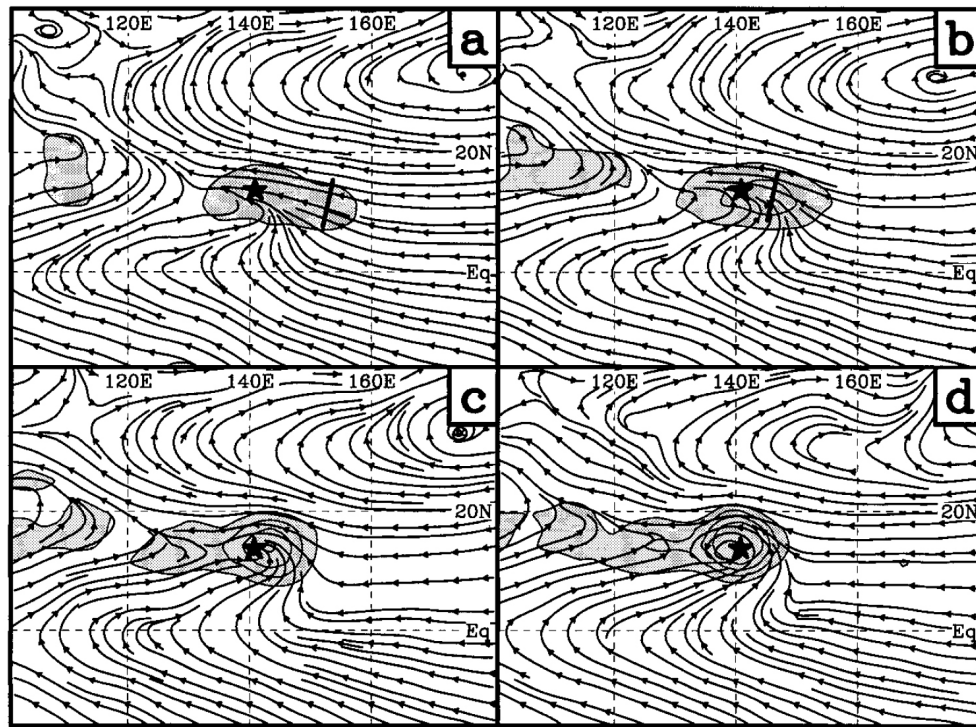


図 1.11 モンスーン合流域パターンの TC 発生事例についてのコンポジット図;850hPa 高度における流線と相対渦度の鉛直成分 ( $4 \times 10^{-6} [s^{-1}]$  の値) をコンターで描いている. 星印は TC 発生位置を示す. (a) 72 時間前, (b) 48 時間前, (c) 24 時間前, (d) 発生時刻をそれぞれ示す. Ritchie and Holland (1999) から引用.

#### c). モンスーン渦付近での TC 発生

Lander (1994)によるとモンスーン渦は、北西太平洋上で2年に1度程度の頻度で発生する現象で、2500 km程度の水平スケールをもち、海面更正気圧の最小値で定義した渦の中心は長期平均で得られたモンスーントラフの軸上に位置する。モンスーン渦は一度形成されると数週間にわたって維持される。図 1.12 に示されているように、モンスーン渦の周辺で起きる TC 発生事例をモンスーン渦パターンとする。このパターンもモンスーントラフの周辺で発生するパターンであるが、モンスーンシアラインやモンスーン合流域とは流れ場の構造が異なるため分けて考えられている。モンスーン渦に関連した TC 発生事例についてのコンポジット図(図 1.13)によると、対流圏下層に顕著な低圧部がみられ、モンスーンシアラインに比べて渦度が大きい( $\sim 2 \times 10^{-5} [s^{-1}]$ )ことがモンスーン渦に伴う TC 発生環境場の特徴である。対流圏上層には下層の渦の中心から東側に 12 度ほどずれた位置に発散流がみられる。

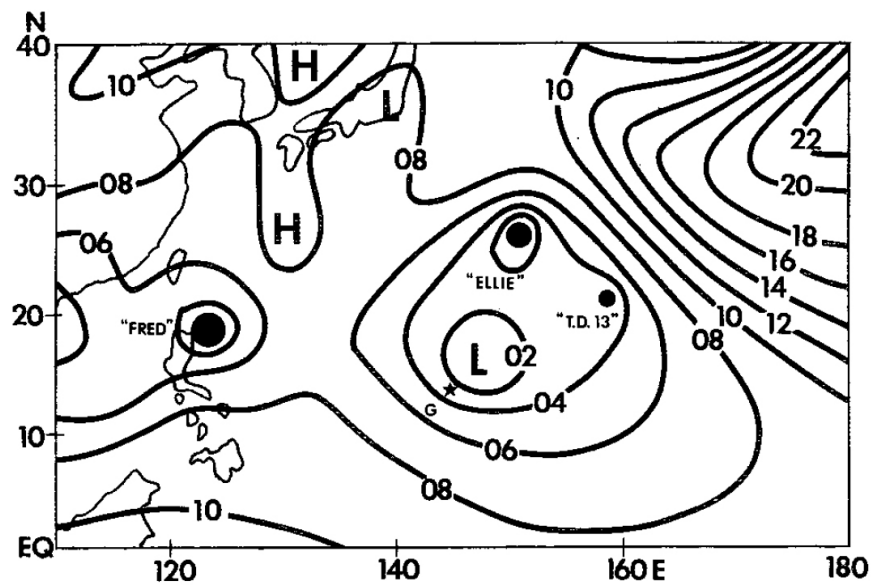


図 1.12 1991 年 8 月に観測されたモンスーン渦:コンターは 1991 年 8 月 12 日 0000 UTC における海面更正気圧の分布を 2 hPa 間隔で示している. 3 つの黒く塗りつぶされた領域は TC Ellie, Fred, および Tropical Depression 13<sup>th</sup> のまわりで 1000 hPa よりも海面更正気圧が低い領域を示している. Lander (1994) から引用.

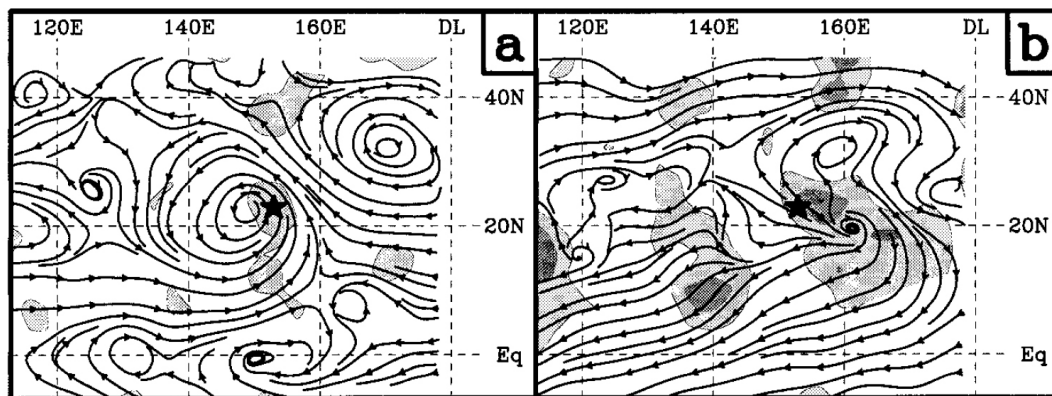


図 1.13 モンスーン渦パターンの TC 発生事例についての発生時刻におけるコンポジット図: (a) 850hPa 高度における流線と収束 ( $1 \times 10^{-6} \text{ [s}^{-1}\text{]}$  の値) を灰色のシェードで描いており, (b) 250hPa 高度における流線と発散 ( $1 \times 10^{-6} \text{ [s}^{-1}\text{]}$  の値) を灰色のシェードで描いている. より濃い灰色は  $2.5 \times 10^{-6} \text{ [s}^{-1}\text{]}$  よりも値が大きい領域を意味する. Ritchie and Holland (1999) から引用.

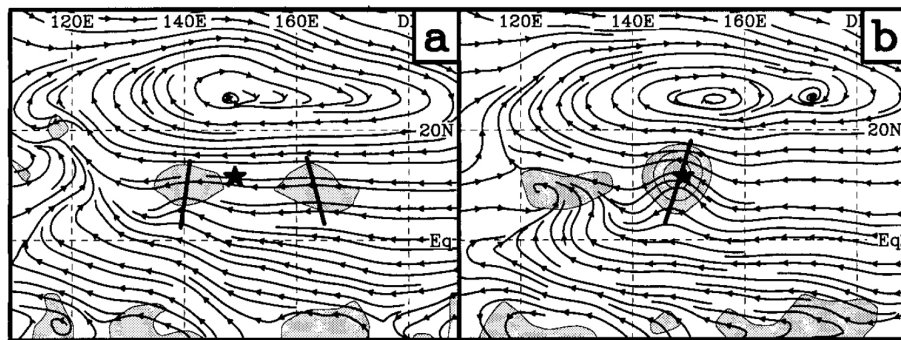


図 1.14 偏東風波動パターンの TC 発生事例についてのコンポジット図: 700 hPa 高度における流線と相対渦度の鉛直成分をコンターと灰色のシェードで表す. コンター間隔は  $4 \times 10^{-6} [s^{-1}]$  で, シェードは  $4 \times 10^{-6} [s^{-1}]$  よりも値が大きい領域を示す. 図中の太線は波のトラフを示す. Ritchie and Holland (1999) から引用.

#### d). 偏東風波動における TC 発生

偏東風波動に関係する TC 発生事例には先に説明したモンスーン合流域に伴う TC 発生パターンがあるが, ここに分類するパターンは, モンスーン由来の西風の影響を受けずに偏東風波動から TC 発生に至る事例である. 図 1.14 から西進する偏東風波動に伴う擾乱が発達して TC 発生に至る様子がわかる. 偏東風波動パターンとモンスーン合流域パターンの 2 通りを完全に区別することは難しいことが RH99 でも指摘されているが, TC 発生場所周囲の一定の広さの領域に西風域が存在しない場合に偏東風波動から直接的に TC が発生したと考え, RH99 では偏東風領域の中で発生した事例 (擾乱の周囲が東風である場合) に限り偏東風波動パターンでの TC 発生事例とした. この条件を評価するために, 分類にあたっては発生 72 時間前から発生時刻までの 72 時間のうち少なくとも 75% の時間にわたって, 領域平均の帯状風が東風であることが条件とされている. 発生 72 時間前には対流圏を通して東風が広がっており, 波は 700hPa 高度付近で最も大きな振幅を持っている. その後, 発生時刻までに対流圏下層を中心とした西風が発生位置で見られるようになる.

#### e). ロスビー波エネルギー分散に伴う TC 発生

この発生パターンは先行する TC が存在することで新たな TC の発生を促進させる効果と考えたものである. 最盛期の TC はロスビー波エネルギー散逸と呼ばれる過程によって自身の南東側へエネルギーが散逸する (Holland, 1995; Carr and Elsberry, 1995). 惑星渦度の南北勾配と TC 自

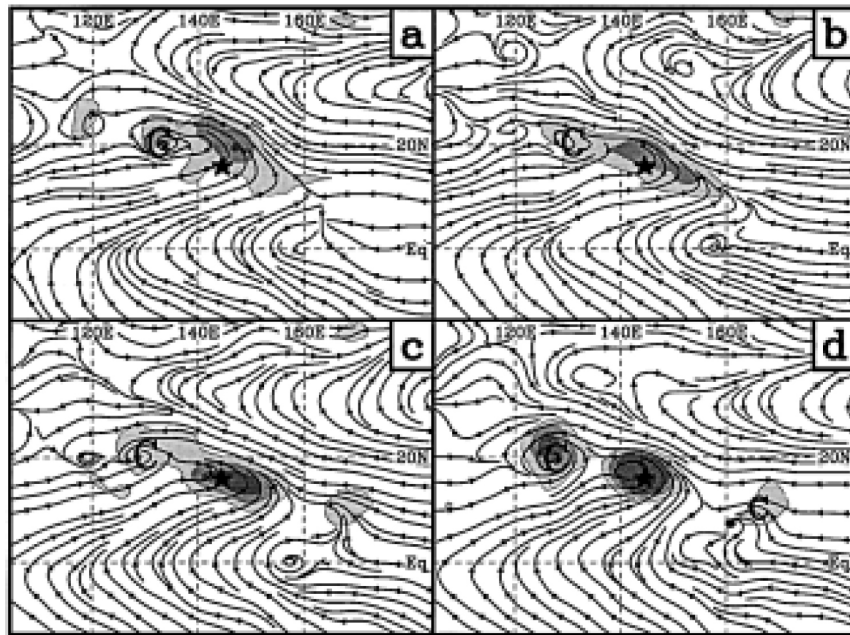


図 1.15 エネルギー散逸パターンの TC 発生事例についてのコンポジット図: 850 hPa 高度における流線と低気圧性相対渦度の鉛直成分をコンターとシェードで示す. コンター間隔は  $4 \times 10^{-6} [s^{-1}]$  で, シェードは  $8 \times 10^{-6} [s^{-1}]$  よりも値が大きい領域を示す. (a) 72 時間前, (b) 48 時間前, (c) 24 時間前, (d) 発生時刻をそれぞれ示す. Ritchie and Holland (1999) から引用.

身の流れによる移流の影響によって, TC の北東側に高気圧性の流れ(高压部), 南西側に低気圧性の流れ(低压部)が生じる. この1対の流れは TC を北西方向へ移動させる流れをつくり, TC は北西へ移動する. その結果, TC の位置を最初の低压部として南東方向に波列を形成し, 離れた場所に新たな低压部を形成する (Li and Fu 2006). 新たな波列の形成は先行する TC の構造や環境場に影響されるため, 事例毎に相違点がありえることを RH99 は指摘した. RH99 による分類では, 発生時刻の 72 時間前に発生位置の北西領域に先行する TC があることを, このパターンの第一条件としている. 図 1.15 には発生 72 時間前から発生時刻までの流れ場の様子が示されている. “C” の文字で示された場所に先行する最盛期の TC がある. 発生の 48 時間前から発生時刻にかけて徐々に発生位置での低気圧性渦度が高まっており, 新しい低気圧性渦度は先行する TC の南東方向へ並ぶことから, これはロスビー波エネルギー散逸過程によって形成されたと考えられる.

以上が RH99 で分類された北西太平洋の 5 つの下層流れパターンである. 本研究では, この 5 つのパターンを用いて 1979 年から 2008 年の 30 年間の TC 発生事例を分類し, 長期的な流れパターンの発生数や季節変化等を調べることにする.

## 1.4 問題意識

1.2 節で説明したように Gray (1968)以降, TC 発生環境場を表す指標として海面温度, 相対湿度, 大気の安定度, 水平風の鉛直シア, 鉛直渦度といった個々のパラメータやこれらを複合したパラメータを用いて, 発生環境場の特徴の空間分布や季節変化はこれまでによく調べられている. しかし, これらの研究は 1 つ 1 つの TC 発生事例というよりは, より長い時間スケールを持つ平均的な状態について評価された結果である. 平均的な特徴として TC 発生過程に対流圏下層の低気圧性鉛直渦度が重要だとわかっていても, 実際の TC 発生過程はおおよそ数日間の時間スケールを持つ現象であり, 個々の事例において, どういった現象が低気圧性鉛直渦度の発達に影響するのか調べる必要がある. 実際に, メソスケールの TC 発生過程における渦形成過程では背景場の低気圧性渦度が重要な役割を担う可能性が指摘されている (Ritchie and Holland 1997). 長期的な平均値ではなく個々の事例に着目した環境場を調べる目的で, Holland (1995)や RH99 は, これまで TC 発生と関連が指摘されてきた大規模, 総観規模の現象と TC 発生過程を議論した. さらに RH99 は TC 発生事例毎に大規模, 総観規模の環境場を解析することで, TC 発生環境場を 5 つのパターンに分類した. 本研究でも, TC 発生事例毎に解析を行うことで, 個々の事例における TC 発生環境場に着目した解析を行う.

複数の現象による影響を平等に取り扱うには客観的に現象を抽出し評価する必要があるが, 先行研究は主観解析に頼るところが大きい. そこで本研究では, 先行研究において主観解析で分類されていた総観規模の TC 発生環境場である下層流れパターンを, 再解析データの格子点値から客観的に分類する方法を提案し, 流れパターンの同定に人為的なばらつきが入り込みにくい分類結果を得られるようにする. この手法を 30 年間にわたる長期間データに適用することで解析対象事例数を増やし, 先行研究で信頼性のある統計解析を行うには不足していた事例数を補う.

先行研究は, 1 つの TC 発生事例に対してただ 1 つの下層流れパターンを関連づけていたが, 主観的に環境場を眺めると複数の下層流れパターンが TC 発生過程に寄与している可能性があると思わせる場合が存在する. 本研究では 1 つの TC 発生事例に対して複数の流れパターンの寄与を同時に評価する解析手法を提案する. これによって, それぞれの下層流れパターン寄与をより柔軟に判定することが可能になるとともに, 下層流れパターン間の関係性を明らかにできる. 大規模や総観規模といったスケールごとに TC 発生環境場を考える研究は盛んに進められてきたが, スケール間の関係性を理解するための研究は進んでおらず, 新しい視点である.

TC 発生は複数のスケールにわたる現象であり, TC の実体であるメソスケールの渦形成過程にも大規模から総観規模の現象が関わっている. これらスケール間の関係性を理解しておくことはメソスケールの発生過程を理解する上でも重要である. RH99 では総観規模下層流れパターンを形成する背景場としてモンスーントラフに由来する西風と貿易風の影響を調べたが, 季節内振動による西風の影響は考慮されていなかった. 一方 1.3 節で説明したように, 近年の季節内振動の研究によってインド洋から西太平洋で顕著な季節内振動である MJO は TC 発生に少なからず影響を及ぼすことが明らかにされつつある. そこで本研究では, 総観規模下層流れパターンの背景場となる大規模の現象として Boreal Summer IntraSeasonal Oscillation (Kemball-Cook and Wang 2001, Kikuchi et al. 2012) と呼ばれる季節内振動を取り上げ, 客観的な指標で再分類した TC 発生事例に基づき, 総観規模下層流れパターンと季節内振動の関係性について調べる.

以下, 第 2 章は Yoshida and Ishikawa (2013) の内容, 第 3 章は Yoshida et al. (2014) の内容を中心に記述する. 第 4 章では, 第 2 章, 第 3 章の総合的なまとめについて記述する.

## 第2章 総観規模流れパターンの統計的特徴

### 2.1 はじめに

これまでに北西太平洋上の TC 発生に関する総観規模環境場について統計的な研究が進められてきた。Zehr(1992)は1983年と1984年のTC発生事例について、対流圏下層で偏東風が顕著なパターン、弱い西風が吹いているパターン、そして強い西風が吹いているパターンの3つに主観的に分類し、それぞれのパターンの発生割合や平均的な発生場所について調べた。その結果、全体の65%が西風の中で発生しており、その中でも強い西風が吹いているパターンで発生する事例が多く、全体の25%を占めていることが明らかにされた。

Lee et al.(2008, 以降 L08 と称す)は北東風が卓越するパターン、南西風が卓越するパターン、そして北東風と南西風の両方が卓越するパターンに加えて、モンスーントラフの周りで見られるシアーラインや東西風の合流域、および偏東風波動のトラフといった6つの総観規模の流れパターンを考えた。彼らは1999年から2004年の間に発生した124事例のTC発生事例について分類した結果、モンスーンシアーラインパターン、モンスーン合流域パターン、および南西風が卓越するパターンの3種類によって全体の60%の事例を説明できることを明らかにした。

一方、Ritchie and Holland (1999, 以降 RH99 と称す)は、北西太平洋上のTC発生事例を図 2.1 に示す5つの対流圏下層流れパターンに主観解析によって分類した。第1章で説明したようにその5つとは、モンスーンシアーラインパターン、モンスーン合流域パターン、モンスーン渦パターン、偏東風波動パターン、そしてロスビー波エネルギー分散パターンである。これらの5つの下層流れパターンは、Gray(1968,1998)で提唱されたTC発生に適した環境条件のうちのひとつ、下層の低気圧性の鉛直渦度を提供すると考えられる。RH99は1984年から1992年(1989年を除く)の8年間における199事例のTC発生事例を分類し、TC発生前に見られた流れパターンはモンスーンシアーラインパターンが42%、モンスーン合流域パターンが29%、偏東風波動パターンが18%、ロスビー波エネルギー分散パターンが8%、そしてモンスーン渦パターンが3%という割合で分類できることを示した。

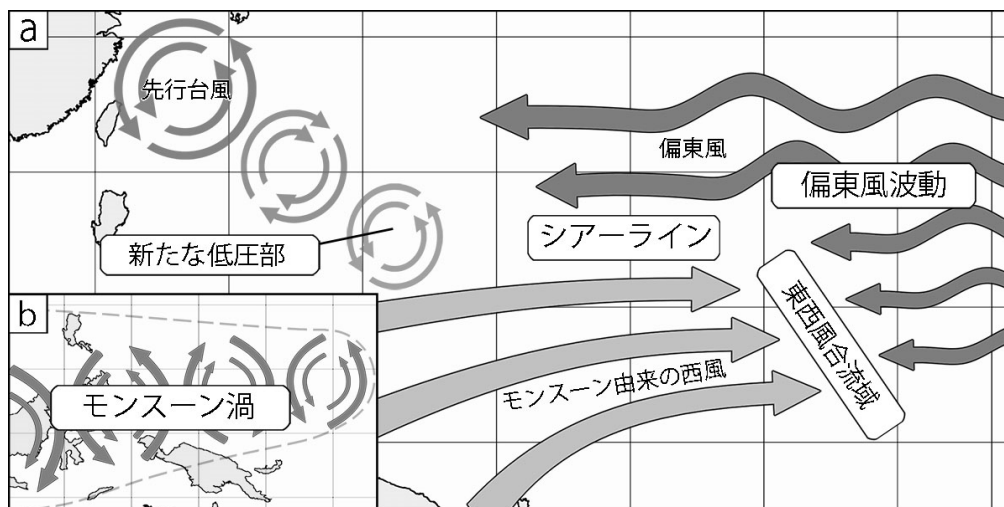


図 2.1 RH99 に基づいた TC 発生時に見られる 5 つの下層流れパターンの概念図. 貿易風とモンスーン由来の西風が矢印で示されており, 先行台風が作るロスビー波列が渦的な形状によって表現されている. Yoshida and Ishikawa (2013)の図を和訳したもの.

本研究では, 先行研究では短かった解析期間を 30 年間 (1979 年～2008 年) に拡張することによって解析対象事例数を増やし, 信頼性のある統計解析を行うには不足していた事例数を補う. 長期間にわたる流れパターンの同定に人為的なばらつきが入り込まないように客観的分類手法を提案する. また先行研究では, 1 つの TC 発生事例について, 1 つの流れパターンを定義していたが, 本研究では 1 つの TC 発生事例について複数の流れパターンを同時に評価することを可能にする. Li and Fu (2006) は先行台風が作るロスビー波列が顕著でも, 新たな TC の発生が起きない場合を示し, 他にも必要な条件がある可能性を指摘した. これは, TC 発生環境場の形成に複数の流れパターンが同時に寄与する可能性を示唆している. 複数の流れパターンについて考察するためには, 最も顕著な流れパターンを決定するだけでなく, 副次的な流れパターンも含めて評価できる手法が求められる. そこで本研究では, 各流れパターンが TC 発生事例に及ぼす寄与量を推定する指標を導入する. これを「寄与量推定スコア」と呼ぶ事とする. TC 発生事例ごとに, 寄与量推定スコアを算出し, 最もスコアの大きい流れパターンを主要流れパターン, それ以下を副次流れパターンとして定義する. 本研究では RH99 に倣って図 2.1 に示した, シアーライン (Shear Line; SL), 合流域 (Confluence Region; CR), 偏東風波動のトラフ (Easterly Wave; EW), モンスーン渦 (Monsoon Gyre; GY), 先行台風のロスビー波列 (Pre-existing Tropical Cyclone; PTC) の 5 つのパターンを取り扱う.



以降, 2.2 節で解析に使用したデータ, 2.3 節で解析手法の詳細について説明する. 2.4.1 節では主要流れパターンについての解析結果の概要を述べ, 2.4.2 節では主要流れパターンの割合の時間的变化, 2.4.3 節では上層の環境場との関係性を調べた結果を述べる. 2.5.1 節では主要流れパターンと副次流れパターンの関係性について考察し, 2.5.2 節では流れパターンとその背景場の関係について考察し, 2.5.3 節では本研究の客観的分類手法で 5 つの流れパターンのどれにも分類できなかった流れパターンについて述べる.

## 2.2 データ

本研究では Joint Typhoon Warning Center (JTWC) のベストトラックデータに掲載されている TC を対象とし, そのうち北西太平洋上で発生した事例に限って取り扱うこととする. 対象期間は, 1979 年から 2008 年とする. この 30 年間のうちに 909 事例掲載されているが, このうち 908 事例を取り扱った. 解析対象から省いた 1 事例は 1979 年 1 月に発生したもので, 解析するための再解析データがデータ期間外だったため対象から省いている.

TC 発生過程の研究において発生時刻をどのように定義するかは難点の 1 つである. 様々なパラメータを細かい時間間隔で利用できる数値モデルを用いた理想実験では, これまでの理解に基づいて急発達期の気圧の急激な低下を検出し, その直前を TC 発生と定義する手法がとられている (Nolan et al. 2007). しかし, 観測データや再解析データから急発達期を特定するような詳細な解析は行えない. Gray (1968) は Tropical Storm の定義として, 低気圧性回転の渦構造を持ち,  $40 \text{ ms}^{-1}$  (35 knot) 以上の風速をもつ熱帯擾乱と定義した. 近年はベストトラックデータを使用して定義する研究が多い. Frank and Roundy (2006) では, JTWC ベストトラックデータを参照して Tropical Storm 強度に達した時刻と場所を決定することで, Gray (1968) と同様な定義を得ている. ところが本研究の目的は TC としての構造持つに至る過程の環境場を調べることなので, 台風強度に至る前, Tropical Depression 程度の TC になる前の段階について調べたい. JTWC は, ドボラック法と呼ばれる衛星画像を用いた主に主観的な解析に基づいて Tropical Cyclone Formation Alert (TCFA) という TC 発生警告を発行している. ドボラック法では衛星画像に基づく解析によって最終的に “T-Number” と呼ばれる TC の強度を評価する数値が決定される. この T-Number は 1~8 の値をとり, 数値が大きくなるほどに強い TC であることを意味する. この数値が 1 であったとしても T-Number が与えられた熱帯擾乱は TC と認定される. RH99 は TCFA が発行された熱帯擾乱のうち, Tropical Depression の形成につながった事例について TCFA のデータをもとに TC 発生時刻

と場所を定義した. JTWC ベストトラックデータは TCFA をアーカイブし、後に得られた観測データに基づく詳細な解析を通して品質管理されたデータである. JTWC ベストトラックデータは、T-Number が与えられれば台風強度に達していなくてもレコードに加えられるため、各 TC 事例についてドボラック法で TC と初めて認定された時間と場所が記録されていることになる. 実際、TCFA のデータを用いてトラックデータを作成すると、ほとんど JTWC ベストトラックデータと違いがないことがわかる. これは TC 発生環境場の初期過程を対象にした解析を行うにあたって好都合なデータである. JTWC ベストトラックデータのそれぞれのトラックの最初のレコードを使用することによって、6 時間間隔の時間解像度で初めて TC と認定される構造を持つに至った時刻と場所を決定することができる. そのため、L08 や Schreck et al. (2012), Kerns and Chen (2013)は、JTWC ベストトラックデータに掲載されている各 TC トラックの最初のレコードを TC の発生時刻と場所として利用している. そこで先行研究に倣って本研究でも、JTWC ベストトラックデータの最初のレコードを TC の発生時刻と場所と定義する.

気象場の解析には、6 時間間隔、 $1.25^{\circ}$  水平解像度を持つ再解析データ Japan Meteorological Agency (JMA): Japanese 25-yr Reanalysis (JRA-25) / JMA Climate Data Assimilation System (JCDAS; Onogi et al. 2007)を使用した. JRA-25 データは 1979 年から 2004 年の期間を対象に作成された再解析データで、2005 年以降については同じアルゴリズムで再解析された JCDAS データを使用し、併せて 1979 年から 2008 年の 30 年間のデータを使用した.

TC 発生 1 事例について、5 つ全ての流れパターンを対象に、それぞれが発生に及ぼす寄与量を推定するスコアを算出した. 5 つの流れパターンとは、SL, CR, EW, GY, そして PTC の 5 つである (図 2.1). Zehr (1992) は対流雲の広がり具合をもとに、TC 発生にかかる時間は 2 日～3 日が最も多いことを示した. RH99 は 5 つの流れパターンに分類したのちに、各パターンのコンポジット図を用いて TC 発生時刻の 72 時間前から発生時刻までの期間について流れ場の時間変化の様子を示し、発生 72 時間前には分類の根拠としたほとんどの流れパターンが見られることを示した. この詳細は第 1 章 1.3 節で説明したとおりである. Briegel and Frank (1997) もまた TC 発生の 72 時間前に SL や CR を形成する南西風が顕著になると述べている. これらの先行研究を考慮して、本研究ではベストトラックデータによる発生時刻の 66 時間前と 72 時間前の 2 つ時刻のデータを用いて得られる時間平均された場を解析対象とする. 72 時間前と 66 時間前の平均値を用いるのは、非常に小さなスケールの擾乱を消去するためである. スコア算出に使用した変数は 850 hPa 高度の水平風、もしくは海面更正気圧を用いる. ただし、PTC のスコア算出のみ、TC 発生と同時刻の海面

更正気圧を用いた。この理由は、PTC に伴う TC 発生事例では、先行台風が作るロスビー波列は発生時刻に近くなるほど顕著に見られるためである(RH99)。

## 2.3 寄与量推定スコアの定義

ここでは 5 つの流れパターンに対する寄与量推定スコアの定義とその算出法の詳細について記述する。

### 2.3.1 シアーライン(Shear Line; SL)

図 2.1 に描かれているように、シアーライン(以降 SL と称す)は、東西風の水平成分が形成する東西方向に伸びた低気圧性の鉛直渦度をもつ線状領域である。SL の寄与量は東西風の南北シアの強さと SL と TC 発生位置の間の距離で評価される。従って評価式は次のようになる。

$$SCR_{SL} = \frac{\left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)_{ave} \exp(A_{SL} \text{ dist})}{\text{Max}[scr_{SL}]} \quad [2.1].$$

ここで $A_{SL}$ は任意定数を示しており、 $A_{SL} = -1 \times 10^{-5}$ である。この任意定数は算出されたスコアの値が、908 事例の間で適切に広がった分布をとるように設定する(詳細は 2.3.6 節で述べる)。一度 908 事例全てについて、 $(\partial u / \partial y)_{ave} \exp(A_{SL} \text{ dist})$ によって算出されたスコア( $scr_{SL}$ )は、その分布の中の最大値 $\text{Max}[scr_{SL}]$ によって 0~1 の間の値を持つように規準化される。式[2.1]中の $\partial u / \partial y$ や $\text{dist}$ はつぎのように算定する。

すべての検出作業は JRA-25/JCDAS データの  $1.25^\circ$  格子点上で行う。まず TC 発生位置の経度に着目し、その経度において南北方向に検出基準に適合する格子点を探す。ここで検出基準とは、ある格子点の北側に隣接する格子点における水平風の東西風成分の符号が負(東風)であり、南側に隣接する格子点の符号が正(西風)であるという条件とする。検出基準に適合する格子点が複数見つかった場合は、TC 発生位置に最も近い格子点を選択し、これを「中心格子点」と呼ぶこととする。この中心格子点と TC 発生位置との距離を式[2.1]の $\text{dist}$ として定義する。TC 発生位置から SL が離れすぎている場合、その寄与量は非常に小さいと考えられるため、TC 発生過程自体がメソスケールの現象であることを考慮して $\text{dist}$ に対して 1500 km の上限値を設ける。これ以上の距離がある場合は SL のスコアは算出されない(距離超過を意味するエラー値を返す)。

次に中心格子点から東西方向に SL を検出し延長させていく. 図 2.2 に示すように, 隣接する格子点の中から先の検出基準を満たす格子点を選択しながら東西方向へライン状に延長していく (図 2.2 の赤色の格子点). ある経度で検出基準を満たす格子点が複数個存在する場合は, 東西風のシア (南北勾配) が最も大きい格子点を選択する. 検出基準を満たす隣接する格子点が全く無くなる経度までこの作業を続ける. 検出作業が終了したとき, SL 全体の長さが 5 格子間隔に満たない場合 (東西方向に  $5 \times 1.25^\circ = 6.25^\circ$  未満の場合), SL とはみなさず以降のスコア算出作業を行わない. SL の強度は, 検出されたライン状に連なった格子点上で算出された東西風の南北勾配の平均値を使用する (式[2.1]中では  $(\partial u / \partial y)_{ave}$  として表現されている). ただし, この平均値算出の対象とする格子点は中心格子点から東西に 10 格子点 (9 格子間隔, 東西方向に  $11.25^\circ$ ) 以内とし, それよりも中心格子点から離れた格子点は平均値算出のなかに含めない (つまり, 東西方向に延びた最大で 21 格子点の平均をとる).

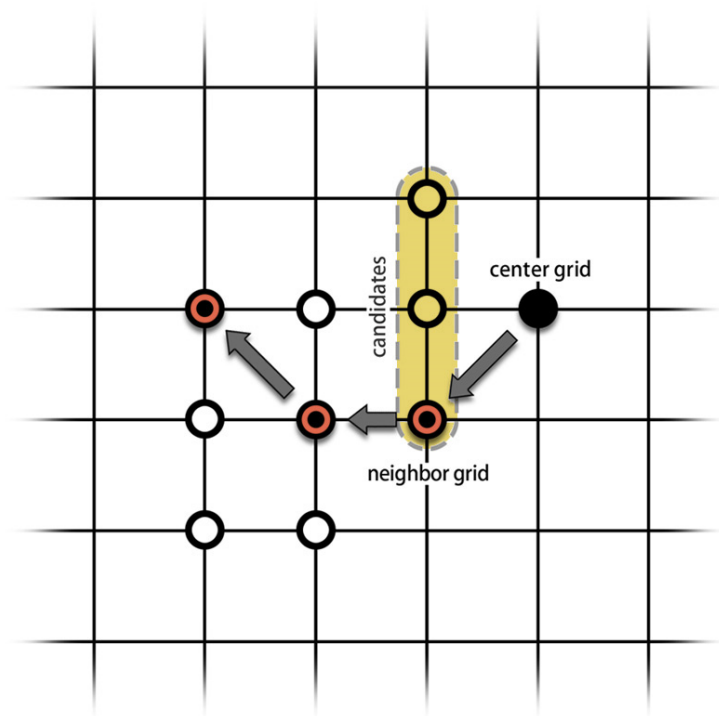


図 2.2 線状領域の検出例:ここでは西方向へ延長することを考える. 格子点は緯度経度座標に対応し, 各格子点は東西風のデータを持っている. まず, 中心格子点が TC 発生位置から最も近い東西風の符号が南北で変化する格子点として定義される. つぎに隣接する 3 つの格子点 (candidates) のうち, 東西風の符号が南北で変化する格子点を選択される. もし, この基準を満たす候補が複数検出された場合には東西風の南北勾配が最も大きい格子点を選択される. これを繰り返すことで線状領域が検出される.

### 2.3.2 東西風合流域 (Confluence Region; CR)

東西風合流域(以降 CR と称す)は, 東風と西風の東西方向の(南北に延びた)境界線として定義され, その寄与量推定スコアは東西風の勾配の強さ, および CR と TC 発生位置の間の距離を用いて次の式によって定義される.

$$SCR_{CR} = \frac{\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)_{ave} \exp(A_{CR} \text{ dist})}{Max[scr_{CR}]} \quad [2.2]$$

ここで $A_{CR}$ は任意定数を示しており,  $A_{CR} = -1 \times 10^{-5}$ である. SL のスコア算出と同様に, スコアはその分布の最大値によって規準化される. CR の検出においては, まず TC 発生位置の経度に着目し, その経度において西風が吹いている格子点を南北方向に探索する. 探索する南北方向の範囲は南緯 45°から北緯 45°の間である. 複数の格子点が見つかった場合は, 西風成分が最も大きい格子点を選択し, これを「西風格子点」と呼ぶこととする. TC 発生位置の経度において西風が発見されなかった場合は, その1つ西隣の格子点(西風を想定したときに発生点の上流側)において同様に西風格子点を探索する. この作業を西風格子点が見つかるまで, もしくは東経 70°に到達するまで繰り返す. もし東経 70°までの間に西風格子点が見つからなかった場合は, TC 発生位置の周辺に西風が吹いていなかったと解釈し, 以降のスコア算出作業を行わない.

西風格子点が確定すれば, 西風格子点の緯度において東西方向に東西風の合流を探索する. 合流の判定基準は, ある格子点の西隣格子点の東西風成分が正(西風)で, 東隣格子点の東西風が負(東風)であることを条件とする. もしこの判定基準に適合する格子点が複数存在した場合は, 西風格子点に最も近い格子点を採用し, これを中心格子点と呼ぶ. 中心格子点と TC 発生位置の間の距離を式[2.2]の $\text{dist}$ として定義する. SLの場合と同様に,  $\text{dist}$ に対して 1500 km の上限値を設け, これ以上の距離がある場合は, 寄与量が非常に小さいと考え CR のスコアは算出しない.

このあと中心格子点を始点として南北方向にCRをたどる作業を行う. その方法はシアーラインをたどった時と同様であるが, 進行方向が南北である. もし検出された CR の全長が 3 格子点(つまり 2 格子間隔, 南北に 2.5°)未満であった場合は, TC 発生に影響を与えるには短すぎるとし, これ以降の CR のスコア算出は行わない. CR の強度は, 検出された格子点上で東西風の東西勾配を算出し, これを検出した格子点について平均したものとする. ただし平均値算出の対象は, 中心格子点から南北方向に6格子点(5格子間隔, 南北に6.25°)以内とし, これ以上離れた格子点のデータは使用しない(つまり, 最大で 13 格子点の平均値).

### 2.3.3 偏東風波動トラフ(Easterly Wave; EW)

偏東風波動(以降 EW と称す)のトラフが及ぼす TC 発生への寄与量は,トラフの深さ, およびトラフと発生位置の距離によって推定される.トラフの深さを表す指標として,水平風の南北成分の東西勾配を用いることで,以下の式により寄与量推定スコアを算出する.

$$SCR_{EW} = \frac{\left(\frac{\partial v}{\partial x}\right)_{ave} \exp(A_{EW} \text{ dist})}{Max[scr_{EW}]} \quad [2.3]$$

ここで $A_{EW}$ は任意定数を示しており, $A_{EW} = -1 \times 10^{-2}$  である. EW のスコアは TC 発生が東風の中で起きた場合にのみ算出される.

まず探査領域の中で EW のトラフを探査する. 探査領域とは, TC 発生位置から 3 格子間隔( $3.75^\circ$ )西側の格子点の経度を領域の西端とし, 東端を東経  $180^\circ$ とした領域で, 南北方向には TC 発生位置の格子点を中心に南北それぞれに 6 格子点分( $\pm 6.25^\circ$ )の幅を持たせた領域である. 解析におけるトラフの判定基準を, ある格子点において, その東側の格子点の水平風の南北成分が正(北向き), 西側の格子点で負(南向き)となることと定義し, この格子点を「トラフ格子点」と呼ぶこととする. 探査領域内でトラフ格子点が複数検出された場合は, その中から TC 発生位置に最も近い格子点を選択する. このとき,トラフと TC 発生位置の距離の算定には, 以下のようにトラフの西進を考慮する. TC 発生時刻の 66 時間前と 72 時間前のデータを平均した場を用いて解析を行っているので, 発生時刻までにトラフが西進する時間は 69 時間と考えることができる. EW の伝播速度についてはいくらか議論がある. Reed and Recker(1971)によれば, 波長 3000 km~4000 km の波の伝播速度は西向き  $9 \text{ ms}^{-1}$  であるが, Serra et al.(2008)によると, 北太平洋上の波長 4000 km の波の伝播速度は西向き  $11.6 \text{ ms}^{-1}$ とされている. Tam and Li(2006)は, 東経  $150^\circ$ 以西において, EW の伝播速度は波長が短いほど遅くなると述べている. 一方, 北太平洋上の貿易風は最大でも  $8 \text{ ms}^{-1}$  程度であり, 西太平洋上ではより遅くなる傾向にある(Serra et al. 2008). これはおよそ EW の伝播速度に合致する. 以上のことを考慮し, ここでは北西太平洋における EW の伝播速度を, トラフ付近における東西風の速度の平均値とみなすこととする. トラフ格子点の候補が複数存在する場合には, この推定速度でトラフが 69 時間移動することを想定したときに最も TC 発生位置に近い格子点をトラフ格子点として選択する. トラフ格子点と TC 発生位置の間の距離を式[2.3]の dist とし て定義し, EW のトラフの深さをトラフ格子点における水平風の南北成分の東西勾配とする.

### 2.3.4 モンスーン渦 (Monsoon Gyre; GY)

モンスーン渦 (以降 GY と称す) はモンスーントラフに見られる大きな渦であるため, 先の 3 パターンのように少数の格子点だけによって流れパターンの特徴を代表させることが難しい. そこで, 先行研究によって報告されている GY 事例をもとにした大規模の海面更正気圧 (sea level pressure; SLP) 分布のコンポジットを用意する. このコンポジットは典型的な GY 事例の場合に TC 発生位置の周りに形成される平均的な SLP 分布を表現していると考えられる (以降, これを典型的分布と呼ぶ). GY 事例に関しては, 典型的分布と各 TC 発生事例における SLP 分布の相似性を用いてスコアを算出する. 典型的分布の作成には, Lander (1994) によって報告されている GY を伴った 6 つの TC 発生事例を取り上げる. 6 つの事例とは, JTWC ベストトラックデータの中で, 1991 年の 10 号 (Ellie), 11 号 (Gladys), 13 号 (no name) 熱帯低気圧, そして 1993 年の 10 号 (Nathan), 11 号 (Ofelia), そして 12 号 (Percy) 熱帯低気圧である. これらの事例を対象に, 発生 69 時間前 (66 時間前と 72 時間前の平均値) の時刻における SLP を発生位置を中心にして合成することで, GY における SLP の典型的分布を作成する (図 2.3). 図 2.3 から, TC 発生位置の北側に低圧部があり, その中に大きな円形状の低圧部が存在していることがわかる. この北側の気圧分布は図 1.12 で示された事例の気圧分布によく似ている. この典型的分布を用いて GY のスコアは次の式によって算出する.

$$SCR_{GY} = \frac{\exp(-M) \times (\zeta - \zeta_{std})}{Max[scr_{GY}]} \quad [2.4]$$

ここで渦度  $\zeta$  は TC 発生位置における 850 hPa 高度の水平風を用いて計算される. 式[2.4]の  $\zeta_{std}$  は, GY とみなすための一定の基準値である. RH99 によれば, GY の TC 発生事例では下層の鉛直渦度が SL の場合よりも強く,  $2 \times 10^{-5}$  程度をとる. これを考慮して, 本研究では  $\zeta_{std} = 1 \times 10^{-5}$  とし, この基準値からの超越量を GY の強度の指標として利用する.  $(\zeta - \zeta_{std})$  の値が負の場合は, 寄与量が非常に小さいと考え GY のスコアは算出しない. 式[2.4]の  $M$  はパターン比較による整合性の度合いを表しており,

$$M = \sum_{i=0}^{n_i} \sum_{j=0}^{n_j} \sqrt{[C'_{(i,j)} - data'_{(i,j)}]^2} \quad [2.5]$$

によって算出される. ここで,  $C'$  は GY の典型的分布として作成した SLP の領域平均からの偏差分布,  $data'$  は個々の TC 発生事例についての SLP の領域平均からの偏差分布で,  $i, j$  は緯度経度

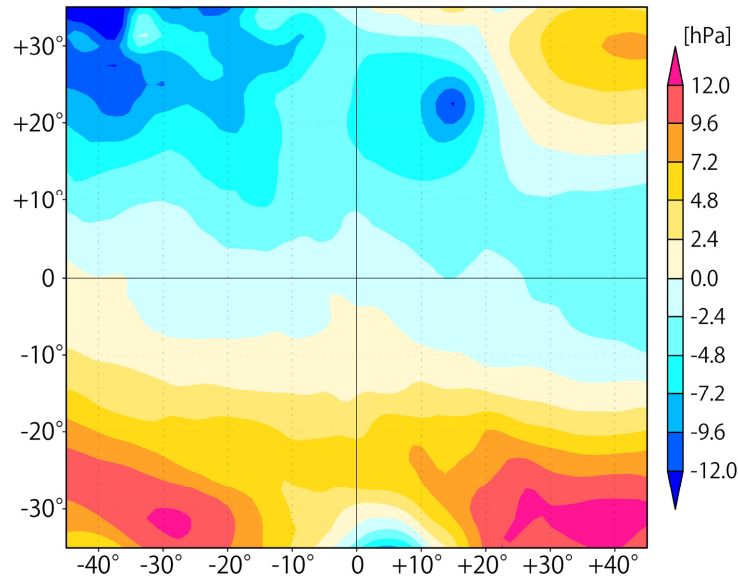


図 2.3 GY の寄与量推定スコア算出に使われる海面更正気圧の典型的分布:1991 年の 10 号, 11 号, 13 号熱帯低気圧, そして 1993 年の 10 号, 11 号, 12 号熱帯低気圧について, 発生位置を中心にして作成したコンポジット. 領域平均からの偏差を描いており, 図の中心が熱帯低気圧発生位置である.

座標系における格子点の位置,  $n_i$ ,  $n_j$  はそれぞれパターン比較する領域の東西方向, 南北方向の広さを表しており, それぞれ  $n_i=89$ ,  $n_j=73$  である.  $data'$  を算出するにあたって, もとの SLP 分布に 9 格子幅( $10^\circ$ )の移動平均をかけて, 約 1000 km 以下の構造を除去している. もし TC 発生事例が SLP の分布について, 典型的分布とよい整合性を持っていたのであれば, パターン比較の整合性を表す  $M$  は小さな値をとり,  $\exp(-M)$  は大きな値を持つ.

### 2.3.5 先行台風 (Pre-existing Tropical Cyclone; PTC)

Li and Fu (2006) や Li et al. (2006) は, 最盛期にある台風がつくるロスビー波列を 850 hPa 高度における水平風や SLP を用いて解析した. 彼らの議論に基づいて本研究では先行する台風につづくロスビー波列の振幅によって先行台風 (以降 PTC と称す) の TC 発生への寄与量を推定することとする. 波の振幅を  $C_{wv1}$  とすると,

$$SCR_{PTC} = \frac{C_{wv1}^2}{Max[scr_{PTC}]} \quad [2.6]$$



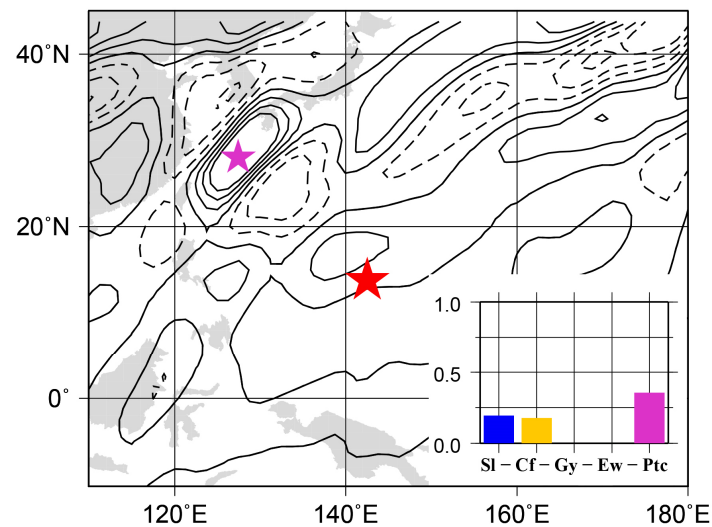


図 2.4 JTWC ベストトラックデータの 2000 年第 15 号についての波長 2000km を中心としたバンドパスフィルターをかけた海面更正気圧の領域平均からの差の分布:コンター間隔は 0.5 hPa で-1.5 hPa~1.5 hPa の間を描いており, 実線は正の値, 破線は負の値を示す. 赤星, 紫星はそれぞれ新しい TC の発生場所と先行する TC の場所を示す. 右下の棒グラフはこの事例における寄与量推定スコアの値を示しており, PTC のスコアが最も高い値を持つことがわかる.

によってスコアを算出する. スコアの算出にあたっては, まず JTWC ベストトラックデータの中から PTC を検索する. ロスビー波列は PTC から南東方向へ並ぶので新しい TC 発生位置に対して北西象限に既存の台風が存在している場合にのみ PTC と同定する. もし複数の PTC 候補が存在する場合は, 最も TC 発生位置に近いものを選択する. PTC の検索が終了すれば, PTC から TC 発生位置を結ぶ線に沿って内挿した SLP データを用いて, PTC と TC 発生位置の間の空間スペクトル解析を行う. そしてフーリエ展開された波数 1 の成分の振幅を  $C_{wp1}$  とする. 発達中の擾乱は, PTC が作るロスビー波列のうちの 1 つの低圧部であることから, 一般に擾乱の発達が進んだ方が, つまり後の時刻になるほどロスビー波列が顕著に現れることになる. そこで PTC についてスコアを計算する場合のみ, 解析に用いる気象場のデータは TC 発生時刻のものとする. この手法に基づいて PTC と判定された事例(JTWC ベストトラックデータにおいて 2000 年の 15 番目のトラック)について, TC 発生時刻の水平波長 2000km を中心としたバンドパスフィルターを掛けた海面更正気圧の分布を図 2.4 に示す. 典型的な先行台風と新しい TC との距離は 2000km であるため (Li and Fu 2006), この波長を中心としたバンドパスフィルターをかけた. この図は確認用として作成したもので, スコア算出とは関係がないことに注意されたい. 図中の赤星, 紫星で記された場所は新しい TC の

表 2.1 客観的手法によって得られた寄与量推定スコアの例: 太字で示されているスコアは, 各 TC 発生事例においてパターン間で比較したときの最大値であり, 対応するパターンが主要流れパターンとして同定される.

発生事例	発生日時	SL	CR	GY	EW	PTC
D199601	0600 UTC 23 Feb 1996	<b>0.314</b>	0.000	0.004	0.311	0.000
D199602	1800 UTC 29 Mar 1996	<b>0.384</b>	0.000	0.146	0.092	0.000
D199603	0000 UTC 25 Apr 1996	0.232	0.000	0.000	<b>0.239</b>	0.000
D199604	0000 UTC 7 May 1996	0.099	<b>0.293</b>	0.091	0.036	0.000
D199605	0000 UTC 16 May 1996	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
D199606	1200 UTC 3 Jul 1996	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
D199607	0600 UTC 10 Jul 1996	0.000	<b>0.446</b>	0.000	0.000	0.393
D199608	1200 UTC 19 Jul 1996	<b>0.170</b>	0.000	0.000	0.000	0.000
D199609	0000 UTC 19 Jul 1996	0.000	<b>0.969</b>	0.000	0.383	0.263
D199610	0600 UTC 21 Jul 1996	0.000	0.000	0.000	0.073	<b>0.521</b>
D199611	0600 UTC 27 Jul 1996	<b>0.294</b>	0.000	0.000	0.000	0.037
D199612	1200 UTC 25 Jul 1996	0.000	0.336	0.000	0.037	<b>0.777</b>
D199613	0000 UTC 28 Jul 1996	<b>0.359</b>	0.211	0.000	0.012	0.139
D199614	0000 UTC 4 Aug 1996	<b>0.266</b>	0.000	0.000	0.000	0.000
D199615	0600 UTC 10 Aug 1996	0.178	0.000	0.483	<b>0.920</b>	0.000

発生位置, および先行する TC の位置をそれぞれ示す. 紫星を基点として南東方向へ低圧部, 高圧部, 低圧部と並ぶ波列が存在することがわかる. 他の下層流れパターンのスコアも同時に算出されているが, この事例では PTC の寄与量推定スコアが最も大きい.

### 2.3.6 算出されたスコアの概要

上述の計算によって対象とするすべての TC 発生事例ごとに 5 つのパターンそれぞれについて 0~1 の間の値を取るように規準化された寄与量推定スコアが得られる. 表 2.1 は 1996 年の一部の TC 発生事例について算出されたスコアを例示している. ある TC 発生事例について算定された寄与量推定スコアの中で, 最も大きいスコア (表 2.1 中で太字) をもつ流れパターンを主要流れパタ

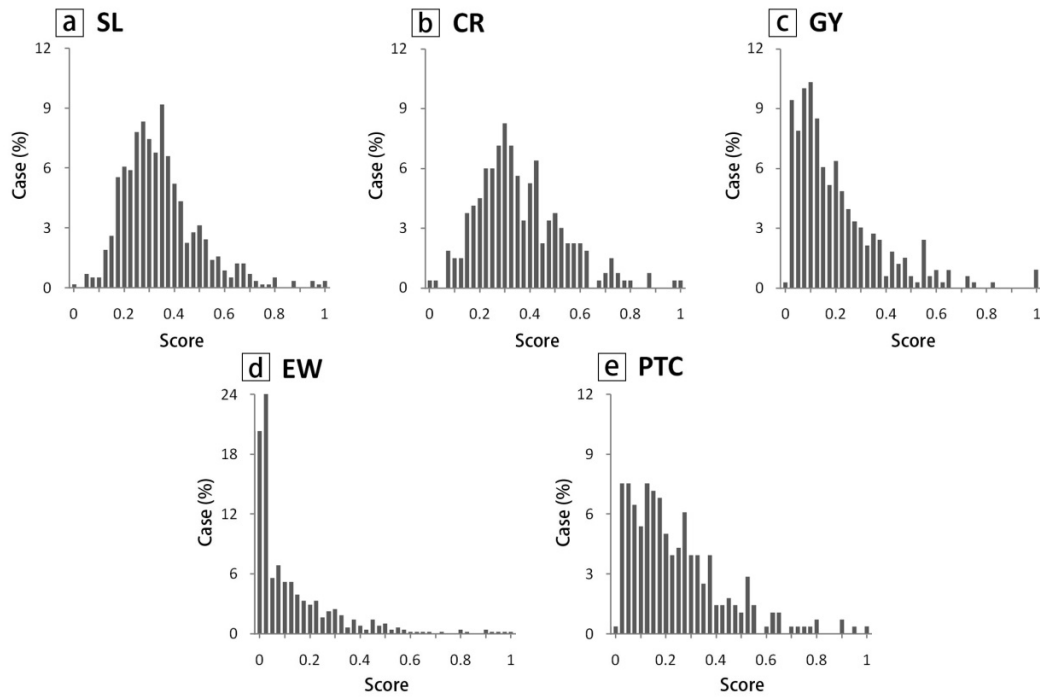


図 2.5 客観的手法によって算定されたスコアのヒストグラム(北西太平洋上で1979年～2008年の間に発生したTC事例について): (a)シアーライン, (b)合流域, (c)モンスーン渦, (d)偏東風波動, (e)先行台風. 横軸は寄与量推定スコアの値, 縦軸が30年間のTC発生事例全数に対する割合を示す.

ーンと同定する. 図 2.5 は解析期間の30年間にわたるTC発生事例について計算されたスコアのヒストグラムを示している. ここに示した結果は, 任意定数AとしてSLには $A_{SL} = -1 \times 10^{-5}$ , CRには $A_{CR} = -1 \times 10^{-5}$ , そしてEWには $A_{EW} = -1 \times 10^{-2}$ の値を使った結果である.

ここで任意定数に対するスコアの感度について述べる. 図 2.6 はスコア算出式の中に任意定数を含むSLのスコア( $SCR_{SL}$ ), CRのスコア( $SCR_{CR}$ ), そしてEWのスコア( $SCR_{EW}$ )について任意定数Aを変更した場合の距離評価項( $\exp(A \text{ dist})$ )とスコアの分布がもつ標準偏差の変化を示している. 任意定数Aの値が小さくなると距離評価項の標準偏差は小さくなるが, スコアの標準偏差が大きくなることからわかる. スコアの広がりを持ちつつ, 距離による寄与の差が生まれるように任意定数Aは設定されなければならない. 任意定数として図 2.6 に示されているよりも大きな値(絶対値としては小さな値)を使うと算出された距離評価項の値は1に近いものが多くなり, 逆に小さな値(絶対値としては大きな値)を使うとゼロに近い値が多くなる. そこで距離評価項, スコアともに標準偏差の大きさが中程度になる任意定数Aを選ぶと, SLには $A_{SL} = -2 \times 10^{-3}$ , CRには

$A_{CR} = -1 \times 10^{-3}$ , そして EW には  $A_{EW} = -1 \times 10^{-3}$  のように決めることができる(以後, この任意定数の設定を調整前と表記する).

ただし本研究では, RH99 の分類結果が正しいとして, その分類手法の客観化, 高度化, および解析期間の長期化を目的にした. したがって, RH99 と同じ解析期間について, RH99 の分類結果に対して本研究の客観的解析手法によって得られた分類結果が一致しなければならない. 表 2.2 (中段)に調整前の任意定数を用いて RH99 と同じ解析期間(1989 年を除く 1984 年～1992 年の 8 年間)について分類した結果を示した. 調整前の任意定数を使用した分類結果は, RH99 の結果に対して大きな差がある. そこで, 調整前の任意定数を基準に, 距離評価項やスコアの分布が広がりを持つ範囲で  $5 \times 10^x$  ずつ(つまり,  $-5 \times 10^{-3}$ ,  $-1 \times 10^{-4}$ ,  $-5 \times 10^{-4}$ ,  $-1 \times 10^{-5}$ ...) 任意定数の値を変化させてスコア算出を繰り返すことで, RH99 の結果に整合的な分類結果を得ることができる任意定数の値を探った. この時に対象とした解析期間は RH99 と同じ期間とした. 結果として, 任意定数 A として SL には  $A_{SL} = -1 \times 10^{-5}$ , CR には  $A_{CR} = -1 \times 10^{-5}$ , そして EW には  $A_{EW} = -1 \times 10^{-2}$  の値を使った場合に, RH99 とほぼ一致する分類結果を得た(表 2.2 調整後).

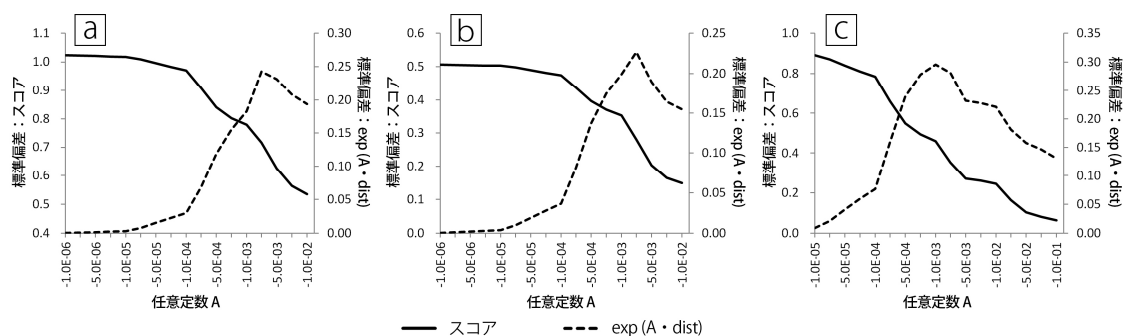


図 2.6 任意定数 A の変化に対するスコアの変化特徴:(a) SL パターン, (b) CR パターン, (c) EW パターンについてそれぞれ示す. 左側の縦軸はスコアの標準偏差, 右側の縦軸は  $\exp(A \cdot \text{dist})$  の項の値の標準偏差を示す.

表 2.2 任意定数の違いによる分類結果の比較; 1984 年～1992 年(1989 年を除く) 8 年間を対象とした.

	TOTAL	SL (%)	CR (%)	GY (%)	EW (%)	PTC (%)
RH99	199	84 (42)	58 (29)	5 (3)	36 (18)	16 (8)
調整前	227	47 (21)	90 (40)	15 (7)	58 (25)	17 (7)
調整後	214	89 (42)	32 (15)	18 (8)	42 (20)	33 (15)

### 2.3.7 算出された寄与量推定スコアの検証

先に述べたように最も大きな寄与量推定スコアの値を持つ流れパターンを主要流れパターンと決定するが、これを最終的な分類結果とする前に実際の気象場と客観的分類結果を見比べながら、分類結果の妥当性を主観的に判断する。この作業は特殊な事例について、客観解析による誤認識を訂正する重要な作業である。誤認識する例として、対象とする TC の発生 69 時間前に、発生地点近くに発達した TC が存在する場合が挙げられる。このとき発生 69 時間前の気象場には既存の TC による低気圧性循環が発生地点付近に形成されている。客観解析アルゴリズムは既存の TC が作る低気圧性循環に伴う流れ場をシアラインや合流域として誤認識してしまう場合がある。しかし、このシアや東西風の合流はモンスーンに関連するものではないため、このような事例は除外しなければならない。本研究では、主要流れパターンと判定された流れパターンが主観的検証によって誤認識と同定された TC 発生事例を、分類不可 (unclassified flow; UCF) カテゴリに分類する。UCF カテゴリは、この他に 5 つの流れパターンすべてに対してスコアがゼロと算出されたケースを含んでいる。このような事例は、例えば、表 2.1 中の D199605 が相当する。

本研究の客観的分類手法の特徴の一つとして、ある 1 事例に対して複数の流れパターンの寄与を評価できることが挙げられる。ある TC 発生事例において、主要流れパターン以下の寄与量をもつ流れパターンをまとめて副次流れパターンと呼ぶこととする。副次流れパターンは寄与量推定スコアの大きさから 2 番目、3 番目のように順位づけられ、それらを 2 次流れパターン、3 次流れパターンのように呼ぶこととする。ただし副次流れパターンは必ず存在するわけではなく、表 2.1 の D199608 や D199614 の例のように、主要流れパターン以外の残りのスコアが 0 より大きな値を持たない場合、副次流れパターンは定義されない。主要流れパターンと同定された TC 発生事例サンプルと 2 次流れパターンと同定された TC 発生事例サンプルの間に有意な差があるのかを調べることを目的に統計的検定を行った。ある 1 つの流れパターンについて順位間における寄与量推定スコアの分布をもとに平均値の差の検定を行った。検定にあたっては事前に F 検定を行った上でステューデント、もしくはウェルチの T 検定を用いて、95% 有意の範囲で判定を行った (表 2.3)。SL, CR, そして PTC は主要-2 次、および 2 次-3 次の間で 95% 有意な差のあるスコア分布を持っていることがわかった。一方、GY と EW は、主要-2 次、2 次-3 次、さらに 3 次-4 次の間でも有意な差があるという結果が得られた。以降の節において副次流れパターンについては、「有意である」という検定結果が得られた関係についてのみ議論する。

表 2.3 寄与順位間における寄与量推定スコアの分布についての統計検定結果;○は順位間のスコア分布差が95%範囲で有意であることを意味し,×は有意でないことを示す.

パターン	主要-2次	2次-3次	3次-4次	4次-5次
SL	○	○	×	×
CR	○	○	×	×
GY	○	○	×	×
EW	○	○	○	×
PTC	○	○	○	×

客観的解析手法で抽出された流れパターンのうち, 典型的な例を図 2.7 にあげる(ただし, GY は除く). 対象となる TC の発生位置は赤星で示されており, カラーシェードは発生時刻から 69 時間前の東西風を表している. 各 TC 発生事例における 5 つの流れパターンの寄与量推定スコアが左下の棒グラフに示されている. 図 2.7a において青色点線で示されたシアーラインが TC 発生位置の近くに検出されていることがわかる. 左下の棒グラフで SL のスコアが最も大きいことから, この TC 発生事例の主要流れパターンは SL で 2 次流れパターンは GY であることがわかる. 図 2.7b では黄色点の列で検出された合流域が描かれており, 東経 150°あたりまで伸びた西風の先端に合流域が形成されていることがわかる. TC 発生位置の約 1500 km 西に PTC も存在しており, TC 発生時刻における PTC の位置が桃色の星印で表されている. この事例においては, 主要流れパターンが CR で 2 次流れパターンが PTC と同定されている. 図 2.7c には客観的解析手法によって検出された 3 つの EW のトラフが緑色点によって描かれている. この事例では他の流れパターンは検出されておらず, EW 以外のスコアはゼロである. 図 2.7d では客観的解析手法によって検出された PTC の位置を表す桃色の星印と EW のトラフを表す緑点の両方が描かれている. 算出された寄与量スコアの大きさから, 主要流れパターンが PTC, 2 次流れパターンが EW と同定される.

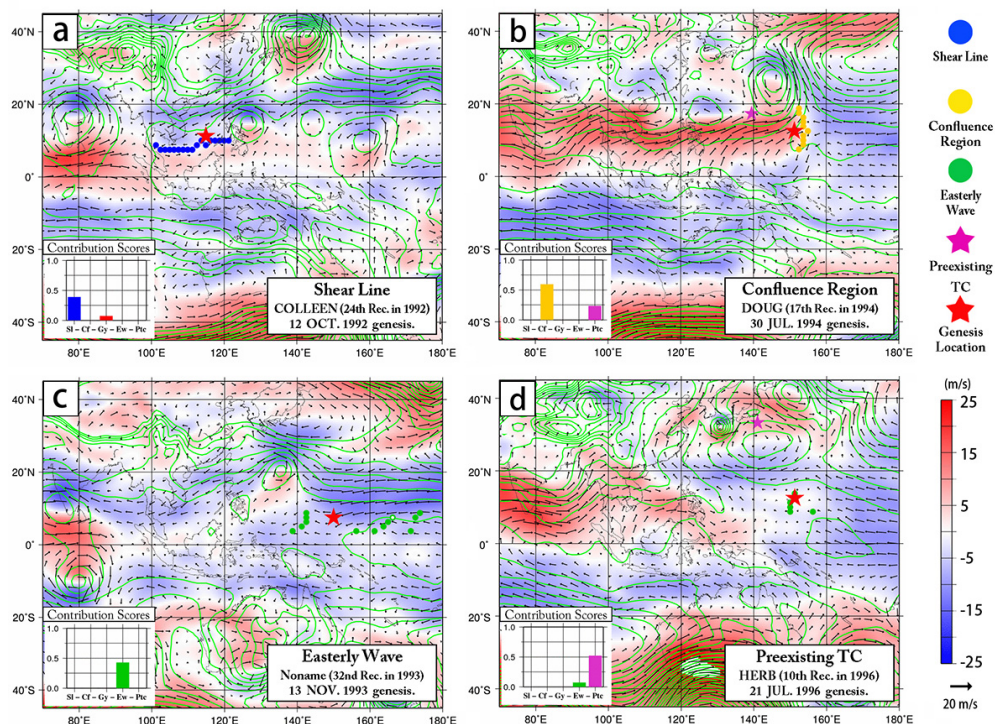


図 2.7 客観的分類手法による流れパターンの検出例:それぞれ, (a)SL, (b)CR, (c)EW, (d)PTC が主要流れパターンと同定された事例を示す. 矢印は 850 hPa 高度における水平風, カラーシェードは同じ高度における東西風を表す. 緑色のコンターは海面更正気圧の分布を示す. 各パネルの左下の棒グラフは, 各事例において算定された寄与量推定スコアの値を示す.

## 2.4 結果

### 2.4.1 主要流れパターンの発生割合

表 2.4 は 1979 年から 2008 年の 30 年間に於ける 5 つの流れパターンに分類された TC 発生事例数, およびそれらの総計 (ALL) を示している. この表では主要流れパターンと同定された事例数を示しており, 括弧内の数字は 30 年間の全数 (908 事例) に対する割合を示している. 最も頻繁に発生する主要流れパターンは SL であり, 全体の 42% を占める. つづいて CR, EW が多く, それぞれ全体の 16%, 18% を占めている. PTC と GY が主要流れパターンである TC 発生事例は, それぞれ全体の 11%, 6% と少なく, これらは北西太平洋上で希な事例である. UCF カテゴリは全体の 7% を占めており, そのうち全てのパターンにスコアがつかなかった事例が全体の 4%, 主観的検証によって UCF とされた事例が全体の 3% を占めている. 表 2.4 と図 2.8 は, 各主要流れパター



ンの TC 発生事例の地理的分布を示している. 表 2.4 に記載されている値は, 各々のパターンの TC 発生事例について平均した値である. TC 発生位置は, 主に北緯 13°, 東経 143°を中心に広がっており, PTC を除いた 4 つの流れパターンの間に明瞭な差は見られない. PTC が主要流れパターンと同定された TC 発生事例は, 他のパターンに比べて東寄りの場所で発生する傾向にある. この特徴について T 検定を行った結果 95%有意な差が認められた. UCF カテゴリの TC 発生事例は, 他に比べて北西寄りの場所で発生する傾向が見受けられる.

表 2.4 客観的解析手法による流れパターン分類のまとめ. 北西太平洋上で発生した TC を対象に 1979 年～2008 年の 30 年間における分類結果と各流れパターンの 30 年間平均した発生位置を示す.

	ALL	SL (%)	CR (%)	GY (%)	EW (%)	PTC (%)	UCF (%)
本研究 (1979-2008)	908	380 (42)	146 (16)	59 (6)	165 (18)	97 (11)	61 (7)
平均発生緯度 (°N)	12.9	12.1	14	12.5	13	12.8	15.9
平均発生経度 (°E)	143.4	142.5	140.2	139.5	145	154	139

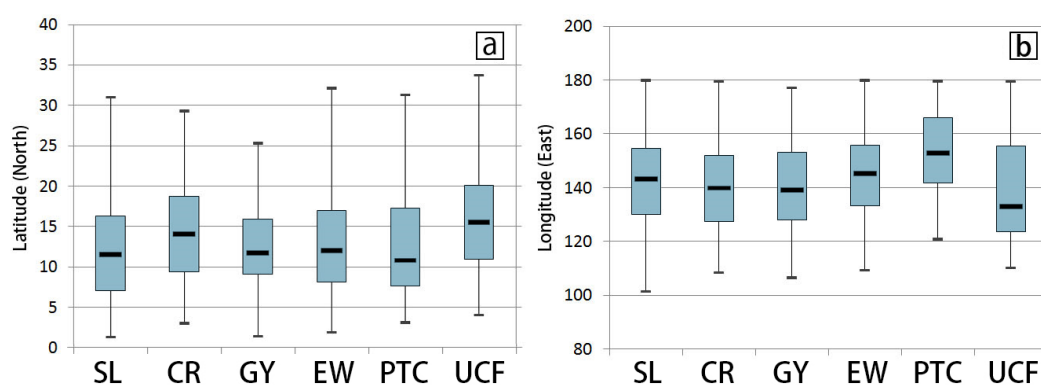


図 2.8 5 つの流れパターンと UCF カテゴリについての発生位置; a) 緯度, b) 経度をそれぞれ示す. 鉛直向きのバーは最大・最小値を示し, 箱の幅は 25, 75 パーセンタイルを示す. 箱の中の水平バーは中央値を示す.



## 2.4.2 熱帯低気圧発生環境場の時間的变化

図 2.9 は 5 つの流れパターンと UCF カテゴリについて、主要流れパターンと同定された事例の月間積算発生数(図 2.9a), および各月の全数に対する 6 種のカテゴリが占める割合(図 2.9b)の季節変動を示している. 図 2.9a から SL および EW は、北半球の冬季には発生数が減るものの年間を通して TC 発生事例があることがわかる. 特に EW の TC 発生事例数は、SL に比べて月々の変動が小さい. この図 2.9 から 1 年間を通じて、SL が TC 発生で最も多く見られる総観規模の流れパターンであることがわかる. しかし、冬季のシアーラインを作る原因となる西風が、夏季に見られるようなアジアモンスーン由来の西風であるとは考えにくく、これは西太平洋上に一時的局所的に吹く西風ではないかと推測される. この点については第 3 章において詳しく議論する.

一方、CRとPTCを主要流れパターンとする TC 発生事例は、1月から3月の間には発生しない. CRとPTCの TC 発生事例は夏季に増加し、6月から9月までの間は CR が占める割合の方が EW の割合よりも多くなる. この季節変化は次のように考察することができる. 夏季にはアジアモンスーンの影響で、北西太平洋上に西寄りの風が吹く傾向が強くなることによって、もしくは冬季より強い西風が吹くことによって、SL や CR といった西風成分を必要とする流れ場が形成される機会が増える. 従って、モンスーンに関係する SL や CR といった流れパターンを主要流れパターンとする TC

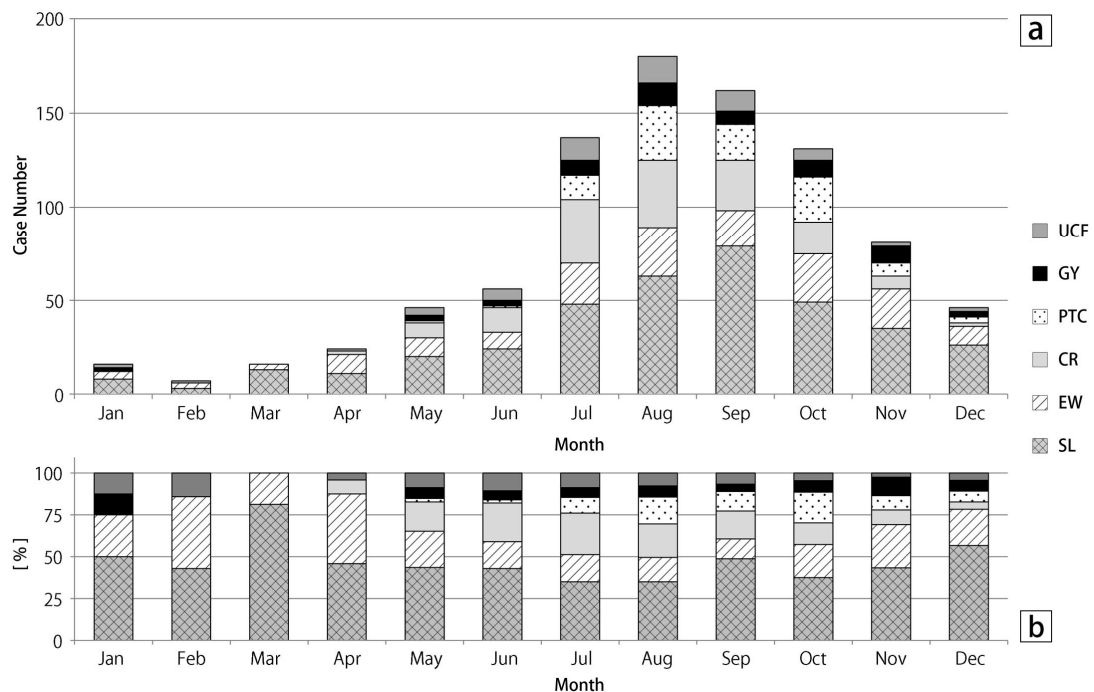


図 2.9 5 つの流れパターンに分類された TC 発生事例数の 1979 年～2008 年 (30 年間) の季節変動: (a) 各パターンにおける TC 発生事例数の月間積算値, (b) 各月の全数に対する割合.

発生事例の割合が増える。さらに、発生時の流れパターンにかかわらず、夏季には TC 発生数自体が増えるため、PTC に必須の先行台風が存在する可能性が冬季に比べて高く、PTC を主要流れパターンとする TC 発生事例の割合も増える。UCF カテゴリの TC 発生事例は年間を通して見つかっているが、夏季には UCF カテゴリの割合が増える。

図 2.10 は TC 発生事例数の年間積算値(図 2.10a)と 5 つの流れパターンが占める割合(図 2.10b)について、1979 年～2008 年における年々変動を示している。SL は、どの年も最も大きな割合を占めているが、1995 年には CR や EW に比べて少ない。2002 年から 2007 年にかけて、特に SL が占める割合が高く、これらの年には北西太平洋上における TC 発生事例全体の 50%以上が SL で発生している。また、SL で TC 発生が起きる事例数は 1979 年～2008 年の 30 年間のデータに基づくとわずかではあるが増加傾向にあることがわかった(10 年に 1.3 事例の増加)。

この 30 年間に於いて、次に多く発生した事例は CR と EW に関連した TC 発生事例である。これらのパターンは明らかな年々変動を持っており、その変動幅は年間発生数の数%から 25%以上の幅をもつ。PTC が主要流れパターンである事例の割合は、対象期間の 30 年間の TC 発生事例の 11%と少ないが、1992 年、1995 年、1996 年、そして 1997 年については 25%を上回る発生割合を

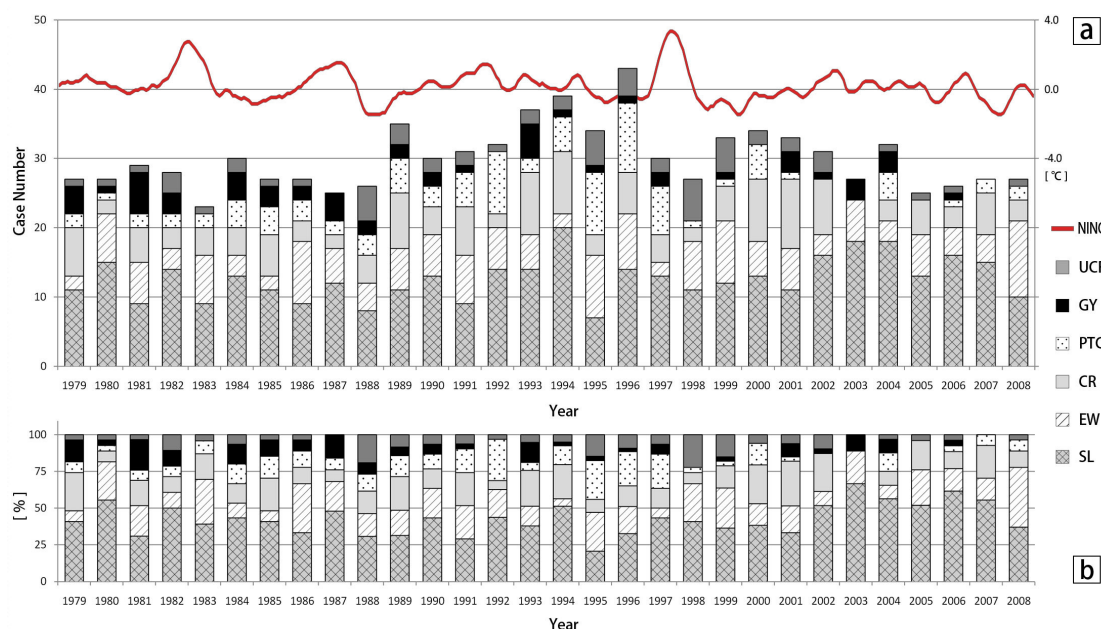


図 2.10 5 つの流れパターンに分類された TC 発生事例数の 1979 年～2008 年(30 年間)の年々変動: (a) 各パターンにおける TC 発生事例数の年間積算値, (b) 各年の全数に対する割合. (a) には 5 ヶ月幅で移動平均をかけた NINO3 インデックスが実線で示されている.

持っている. 同様に GY も 30 年間平均値でみると TC 発生事例数全体に占める割合は非常に低い, 各年毎にみると GY の発生割合の高い年がいくつかある. 図 2.10 中の実線は NINO3 インデックスの年々の変化を表している. これは気象庁によって基準値からの偏差に移動平均(ウィンドウ幅 5 ヶ月)をかけて作成されたエルニーニョ/ラニーニャ現象の発生を調べる指標のひとつである. エルニーニョの期間には NINO3 インデックスの値は正の大きな値を取る. 一目では NINO3 インデックスと流れパターンとの間に明瞭な関係性は見いだせないが, 唯一 EW は 99% 有意の範囲で  $-0.53$  の相関係数を持っている. この相関係数の値は小さいが, 偏東風波動の背景場である偏東風と ENSO との関係性がある程度見えているのではないかと推測される. すなわち, ラニーニャ期間は西太平洋において東風が強化され, 北西太平洋上に偏東風波動が存在する可能性が高くなるため, EW での TC 発生は起こりやすくなり, 逆にエルニーニョ期間には東風が弱くなるために EW の TC 発生が起こりにくくなると考えられる.

#### 2.4.3 熱帯低気圧発生に関係する対流圏上層の環境場

対流圏上層の状態も TC 発生にとって重要な環境条件であり, Gray (1968, 1998) は水平風の深い鉛直シアが弱いこと, および対流圏上層は高気圧性循環であることが TC 発生に適した環境条件であると述べた. これを受けて RH99 は 5 つの流れパターンを定義するとともに, それらの下層環境ごとに上層の環境の特徴を調べた. そこで本研究でも RH99 に倣って, 200 hPa 高度における循環と水平風の深い鉛直シア (850 hPa–200 hPa) を JRA-25/JCDAS データの水平風成分を用いて計算した. 循環は TC 発生位置を中心として, 1387 km の直径 (再解析データ上でおよそ 10 格子間隔) となる円に沿って計算した. 鉛直シア (VS) は TC 発生位置において,  $VS = |U_{200} - U_{850}|$  の式によって算出した. ここで  $U$  は水平風の大きさ ( $U = \sqrt{u^2 + v^2}$ ) を表しており, それぞれ 200 hPa 高度と 850 hPa 高度におけるデータを用いて計算した. ここで着目したい鉛直シアは, TC 発生にとっての環境場がもつ鉛直シアであるため, 特に領域平均値を差し引くといった操作はせず,  $1.25^\circ$  格子間隔データをそのまま計算に使用した.

図 2.11 は, 解析期間における全 TC 発生事例について, 上層の循環の強度と鉛直シアを示している. ここで正の循環は低気圧性循環を表しており, 負の循環は高気圧性の循環を表している. 図 2.11a から, TC 発生事例の約 75% は対流圏上層に高気圧性の循環が存在する条件下で発生していることがわかる. この特徴については下層流れパターンによる差異はなく, Gray (1968, 1998) の上層は高気圧性循環で発散場であることが TC 発生環境場に適するという主張に合致する結果を得た. 図 2.11b から下層流れパターンの種類に関わらず, 水平風の深い鉛直シアが弱い環境下に TC 発生が多く, 全 TC 発生事例の 75% 以上が  $20 \text{ ms}^{-1}$  未満の鉛直シアの場合に発生してい

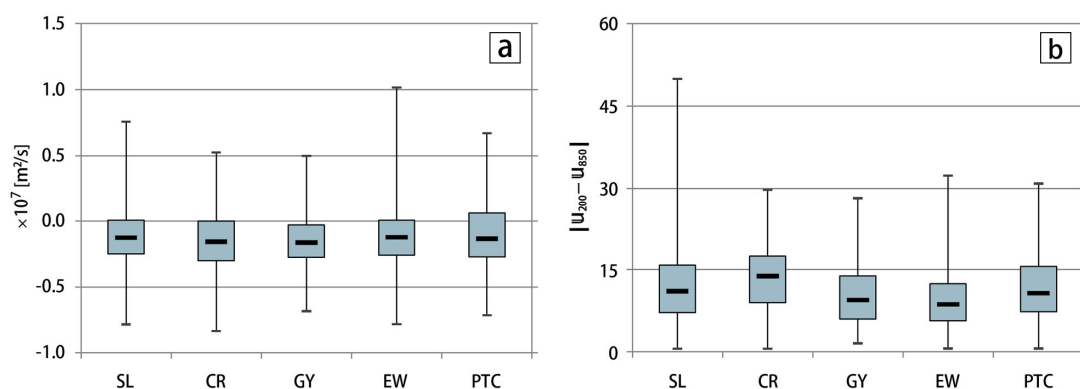


図 2.11 (a) 対流圏上層の循環, (b) 水平風の深い鉛直シア; 鉛直向きのバーは最大・最小値を示し, 箱の幅は 25, 75 パーセンタイルを示す. 箱の中の水平バーは中央値を示す. (a) において, 正の値は低気圧性循環, 負の値は高気圧性循環を意味する.

る. Gray (1968, 1998) によれば, 弱い鉛直シアは TC 発生に適した環境であり, 観測された気候値の鉛直シアが大きい場合 ( $20 \text{ ms}^{-1}$  以上) には Tropical Storm (最大風速  $17 \text{ ms}^{-1}$  以上の TC) は発生しない. しかし, 本研究の結果では約 25% の事例は, それよりも強い鉛直シアのもとで発生していることから, 弱い鉛直シアが TC 発生 of 絶対条件ではないことがわかる. むしろ, ある程度の鉛直シアは TC の種になる MCS の組織化に重要な環境条件であり, 発生過程のどの段階で弱い鉛直シアが重要な条件なのか今後詳しく調べる必要がある.

一方, TC 発生環境場として対流圏上層にトラフが存在する場合があることも報告されている. Montgomery and Farrell (1993), Molinari et al. (1995), Ferreira and Schubert (1999) らは, Tropical Upper Tropospheric Trough (TUTT) が TC 発生に適した環境場であると述べた. Briegel and Frank (1997) は, TC 発生前の段階で, TC 発生位置から距離 2500 km 以内に TUTT が存在する事例は, 全体の約 40 % を占めると結論づけた. この対流圏上層の環境場について, 本研究では 30 年間の事例を対象に簡潔に調べた. 200 hPa 高度の水平風データを用いて TC 発生位置を中心に南北 20 格子間隔  $\times$  東西 20 格子間隔 ( $25^\circ \times 25^\circ$ ) の矩形領域のすべての格子点上で, TC 発生事例ごとに循環を計算した. このとき使用したデータは JRA-25/JCDAS ( $1.25^\circ$  格子間隔) で,

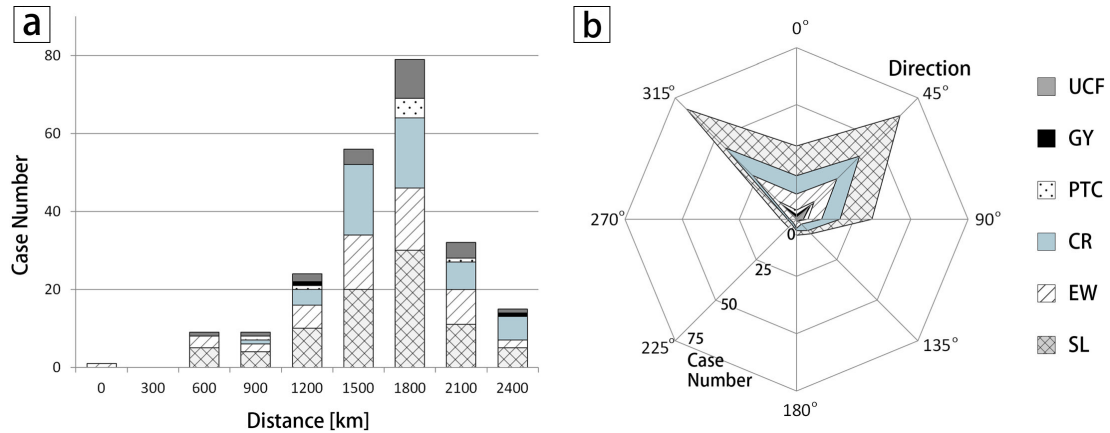


図 2.12 TC 発生位置に対する対流圏上層の低気圧性循環の相対的な位置: (a) TC 発生位置から低気圧性循環までの距離, (b) TC 発生位置からみた低気圧性循環が存在する方位 (0°は北, 180°は南を指す). ここに示す結果は, 上層の低気圧性循環の値が 75 パーセンタイル以上の大きさを持つ TC 発生事例に限って算出した 30 年間積算値である.

循環の計算方法は本節で先に述べたものと同様である. ここでは, TC 発生事例ごとに算出された循環が低気圧性で, その値が最も大きい格子点を TUTT の位置であると定義した. 図 2.12 は TC 発生位置から TUTT との間の距離 (図 2.12a), および TC 発生位置からみた TUTT が存在する方位 (図 2.12b) を示している. ここには循環の値の分布の中で 75 パーセンタイル以上の値を持つ事例に限って表示している (75 パーセンタイル値は  $0.72 \times 10^{-7} [\text{m}^2\text{s}^{-1}]$ ). 図 2.12a から, TC 発生位置と TUTT の間の距離が 1800 km 程度の TC 発生事例が最も多く, さらに半数以上の事例において 1800 km よりも近い場所に TUTT が存在していることがわかる. これは Briegel and Frank (1997) の主張に整合的な結果であり, この特徴には 5 つの流れパターンの中で大きな差は無く, 共通の特徴であることがわかった. また, 多くの事例が北西, もしくは北東の方角に TUTT が存在するときに発生しており, この特徴も Briegel and Frank (1997) に合致するものである. ただし, 本研究では, TUTT と考えることができる低気圧性循環の存在を調べただけにとどまり, 実際に TC 発生環境場としてその低気圧性循環がどのような役割を担っているか調べられていない. 対流圏上層の流れ場がどのように TC 発生環境場に影響を及ぼしているのか, および上層の流れ場と下層の流れ場の関係性について今後, より詳しく調べる必要がある.

## 2.5 考察

### 2.5.1 主要流れパターンと副次流れパターンの関係性

RH99, L08 は個々の TC 発生事例について、ただ1つの流れパターンを関係づけた。しかし、主観的に環境場を眺めると、複数の流れパターンが関与して TC 発生に至ったと考えられる事例がある。そこで本研究では TC 発生事例ごとに 5 つの流れパターン全てについて寄与量推定スコアを算出することによって、複数の流れパターンによる寄与を一度に評価することを可能にした。

図 2.13 は主要流れパターンと副次流れパターンのスコアを用いた散布図である。ここで副次流れパターンとは、主要流れパターンより下位の 2 次流れパターンや 3 次流れパターンを指す。図 2.13 には、主要流れパターンと副次流れパターンの 2 つのスコア分布が 95 %有意の範囲で異なる分布であることが保証される組み合わせについてのみ表示している。SL, CR, PTC は 3 次流れパターンまで、EW は 4 次流れパターンまでを対象としている。GY が主要流れパターンであった場合には、どの副次流れパターンとの組み合わせにおいても有意な分布の差が得られなかったため、図 2.13 に GY は示されていない。図 2.13a を例に挙げると、この図において SL が主要流れパターン、CR が副次流れパターンであり、分布に対する線形回帰線、および決定係数  $R^2$  がそれぞれ図の中に記載されている。線形回帰線の傾きは、主要流れパターンのスコア値が増加した場合に、副次流れパターンのスコア値がどの程度増加するかを表している。線形回帰線の傾きが急であれば、副次流れパターンも副次的な要素とはいえ、TC 発生に対して大きな寄与量を持っていることになる。ただし、線形回帰線の傾きは必ず 1 未満である。図 2.13 にみられるように多くの TC 発生事例において副次流れパターンのスコアは主要流れパターンのスコアに近い。つまり、多くの TC 発生事例において副次流れパターンも重要な要素であると言える。

まず SL と CR の組み合わせについて考察する。図 2.13a をみると、SL が主要流れパターンの場合、CR と高い相関をもち、線形回帰線の傾きは他の組み合わせに比べて急である。CR が主要流れパターンである場合(図 2.13d)も同じく、SL のスコアに対して高い相関と線形回帰線の急な傾きをもっている。これは SL と CR が高い相関を持っていることを示唆している。どちらも夏季のアジアモンスーンに関連して発生することが多く、北西太平洋上に吹くモンスーン由来の西風の北側側面で SL が形成され、東端で CR が形成されるということから理解できる。

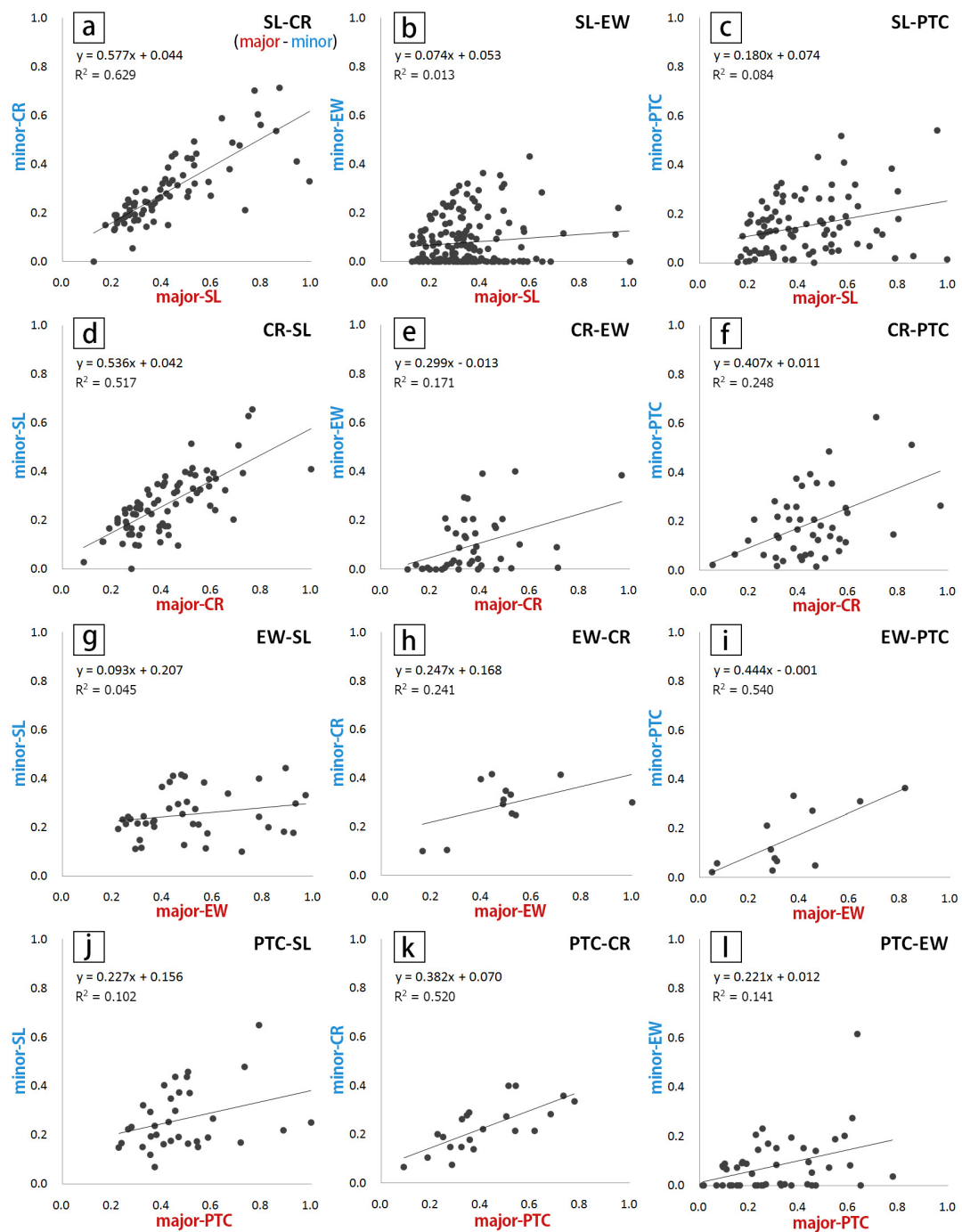


図 2.13 主要流れパターンを横軸、副次流れパターンを縦軸にとった寄与量推定スコアの散布図:SL, CR, PTC パターンについては 2 次, 3 次流れパターンを副次流れパターンに含み, EW パターンについては, 2 次から 4 次流れパターンまでを副次流れパターンに含む. 各々の図中の実線と  $R^2$  の値は, それぞれ線形回帰線と決定係数を表す.

一方で, EW は SL や CR との相関が低く, 線形回帰線の傾きも比較的緩くなっている(図 2.13 b,e,g,h). この特徴は, EW は SL や CR に対しては独立的に発生する傾向にあることを示唆しており, L08 による「EW に関連した TC 発生は, モンスーンに関連のある SL や CR とは明確に区別出来る」という主張に整合的な特徴を得ている. EW が独立的に発生するという傾向を確かめるために, 単一の流れパターンしか検出されなかった TC 発生事例(ある 1 つの流れパターンを除いて残り 4 つの流れパターンのスコアがすべてゼロである事例)を数え上げた. この結果, EW が主要パターンである事例は 165 事例あるが, そのうち EW 単独事例は 100 事例(61%)にのぼることがわかった. 他の流れパターンについても同様の解析を行うと, 主要流れパターンの全数に対する単独事例の割合は, SL において 15%, CR は 15%, そして PTC は 16%である. 図 2.13i に見られるように, EW が主要流れパターンである TC 発生事例は, 例外的に PTC と相関が高く, 線形回帰線の傾きも比較的急であり, EW と PTC の間に何らかの関係性があることが示唆される.

最後に PTC が主要流れパターンである事例について議論する. 図 2.13j, i に示されているように PTC が主要流れパターンである TC 発生事例は, SL や EW との相関が比較的 low, また線形回帰線の傾きも比較的緩い. したがって, PTC が主要流れ場の場合は SL や EW といった流れパターンに存在する傾向がないと言える. 一方で PTC は CR と高い相関を持ち, 線形回帰線の傾きも比較的急である(図 2.13k). CR が主要流れパターンで副次流れパターンが PTC である場合も相関が高く, 線形回帰線の傾きは比較的急である(図 2.13f). これらの特徴から, PTC と CR は同時に存在する傾向にあることがわかる. Li and Fu(2006)によると, 最盛期にある先行台風がロスビー波列を形成したとしても必ずしも新たな TC 発生につながるわけではない. PTC による TC 発生事例は他に何らかの背景場を必要としていると考えられる. 先に述べた PTC と CR の関係から, CR は PTC が主要流れパターンの TC 発生過程を成立させるための背景場の候補と考えられる.

本研究では RH99 による分類に従って 5 つの下層流れパターンに分類したが, 図 2.13 が示唆するように, 5 つ全てのパターンがそれぞれに独立でないことも考えられる. そこで, 本研究における 5 つの流れパターンの独立性について議論する. 5 つの流れパターンの特徴を表 2.5 にまとめた. パターン間で共通する特徴もあるが, 大規模場と総観場の特徴の組み合わせとしては 5 つのパターンはそれぞれ異なっている. 図 2.13a, d から SL と CR のパターンは寄与量推定スコアの相関が比較的高いことが示されたが, SL と CR は大規模場の特徴を共有しているため当然の結果であると考えられる. SL と CR の違いは総観場の特徴が異なるという点によって主張される. 総観場の特徴が異なると, メソスケールの TC 発生過程の中で鉛直渦度が強化される過程も異なる可能性が



表 2.5 想定される下層流れパターンを形成する特徴

流れパターン	大規模場の特徴	総観場の特徴
SL	モンスーン由来の西風と貿易風	シアーライン
CR	モンスーン由来の西風と貿易風	偏東風波動のトラフ
EW	貿易風	偏東風波動のトラフ
GY	モンスーン由来の西風と貿易風	モンスーン渦
PTC	?	ロスビー波列

ある. SL にともなう TC 発生事例では, 下層の渦度は水平風の水平シアに由来すると考えられるが, CR にともなう TC 発生事例では, 偏東風波動のトラフが急発達することによって下層の鉛直渦度が強まる可能性がある. しかし, 合流域付近でも東西風の水平シアが鉛直渦度を供給するメカニズムも考えられる. この疑問を明らかにするためには, それぞれの環境場におけるメソスケールの TC 発生過程を詳細に調べ, 下層鉛直渦度の強化過程を比較しなければならない. 今後の研究次第では SL と CR の分類を見直さなければならない可能性が残るが, 現時点では総観場の特徴が異なるという点で区別しておきたい.

CR と EW に伴う TC 発生事例はともに総観場の特徴が偏東風波動のトラフで共通しているが, CR はモンスーン由来の西風の影響を受け, EW はその影響を受けない. 図 2.13b, e, g, h において EW は SL や CR と寄与量推定スコアの相関が比較的低いことが示されたが, これは EW の大規模場の特徴が SL や CR と異なっていることで説明がつく. CR と EW は大規模場の特徴が異なることから, それぞれ異なったパターンであると考えられる. 貿易風とモンスーン由来の西風では対流圏下層における平均的な水蒸気量などが異なると考えられ (Lander 1994), 大規模場の特徴が異なるとメソスケールの発生過程に違いが生じる可能性がある.

GY と PTC は, 他の 3 つのパターンと比べて総観場の特徴が異なる. しかし, この 2 つの流れパターンについては大規模場の特徴はまだよくわかっていない. 特に PTC は先行する最盛期の TC があれば必ず新たな低圧部が発生するわけではなく, 他に必要条件がある可能性が RH99 でも指摘されており, その条件次第では PTC の独立性が疑われる. 近年は熱帯波動の観点からも TC 発生環境場の解析や理解が進められているが, 今後, 下層流れパターンを形成する特徴の理解において熱帯波動の観点を取り込むことで独立性の議論を進めることが出来るだろう.

## 2.5.2 下層流れパターンの背景場

ここでは本研究で分類した TC 発生事例について, Genesis Potential Index(GPI)を用いて, 流れパターンの背景場について考察する. ここで, GPI は Emanuel and Nolan(2004)によって定義された,

$$\text{GPI} = |10^5 \eta|^{1.5} \left(\frac{H}{50}\right)^3 \left(\frac{V_{\text{pot}}}{70}\right)^3 (1 + 0.1V_{\text{shear}})^{-2} \quad [2.7]$$

を用いる. ここで,  $\eta$  は 850 hPa 高度における絶対渦度,  $H$  は 700 hPa 高度における相対湿度, そして  $V_{\text{shear}}$  は 850 hPa 高度と 200 hPa 高度の間の水平風の鉛直シアの強度を示す.  $V_{\text{pot}}$  は潜在強度と呼ばれるもので, Dr. Kerry Emanuel (Massachusetts Institute of Technology) が提供する FORTRAN プログラムを用いて算出している (<http://eaps4.mit.edu/faculty/Emanuel/products>). これ以降, 式[2.7]中の  $|10^5 \eta|^{1.5}$  の項を渦度項,  $(H/50)^3$  の項を相対湿度項,  $(V_{\text{pot}}/70)^3$  の項を潜在強度項, そして  $(1 + 0.1V_{\text{shear}})^{-2}$  の項を鉛直シア項と呼ぶこととする. GPI は JRA/JCDAS 再解析データを用いて算出した. 算出された GPI の値の分布と, TC 発生位置の分布を図 2.14 に表した. ここに示した TC 発生位置は, 7 月から 10 月の期間における SL, CR, そして EW を主要流れパターンとする TC 発生事例を対象にしている. GPI についても同じ期間を対象に平均した. TC 発生位置の分布は主に GPI の値が高い場所の上に分布しているように見え, 北緯 10°以南では数は少ないもののいくつかの TC 発生事例が存在する.

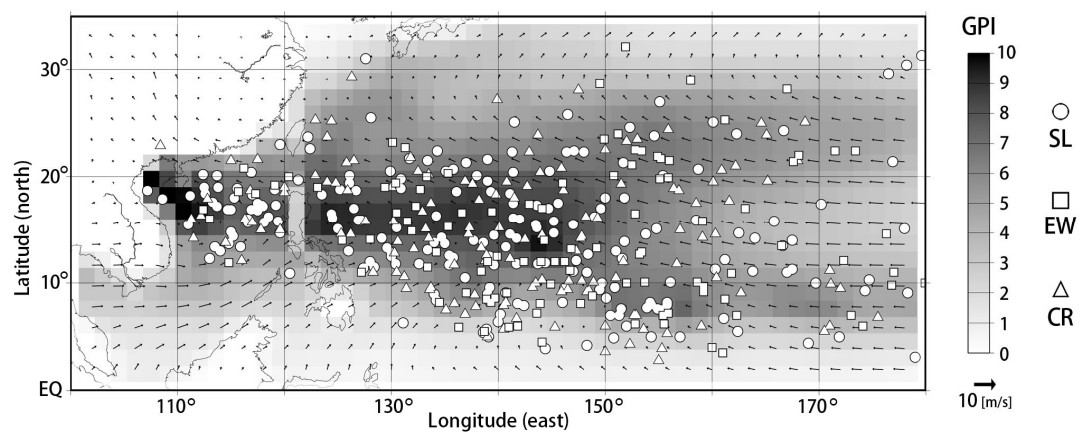


図 2.14 TC 発生位置と GPI の地理的分布: GPI は 1979 年～2008 年の 7 月～10 月における平均値を示す. 発生位置を示す丸, 三角, 四角の形状は, それぞれ SL, CR, EW パターンを表す.

図 2.15a は GPI, および GPI を構成する各項に使われる変数(鉛直渦度, 相対湿度, 潜在強度, そして鉛直シア)の値と SL と CR を主要流れパターンとする TC 発生事例数の月々の変化を示している. TC 発生事例数は 1979 年～2008 年の 30 年間について積算した発生数を示し, GPI は同じ 30 年間について月ごとに平均した値を示している. また, 図 2.8 に示した TC 発生領域の分布を参照し, 東西には東経 100°から 180°, 南北には赤道から北緯 35°の領域を対象にして GPI の値を平均した. 図 2.15a に示された主要流れパターンの発生数と GPI (もしくは GPI 算出に使われる各変数)の間の相関係数が表 2.6 に記載されている. どの流れパターンにおいても, 相関係数は 0.89 を超えており, 非常に高い相関を持っていることがわかる. 特に, SL と CR は高い相関をもっており, その相関係数の値は 0.94 を超える. しかし, 式[2.7]中の各項に使われる変数ごとに相関の強さを流れパターン間で比較すると差が見られる. 例えば SL が主要流れパターンである場合は, 相対湿度や鉛直シアよりも潜在強度と最も相関が高い. EW が主要流れパターンである場合も同様である. しかし, CR が主要流れパターンである場合は, 潜在強度よりも相対湿度に強い相関をもっている. この差は季節変化の違いに起因すると考えられる. すなわち, SL や EW を伴った TC 発生頻度のピークは 8 月から 10 月にあるが, CR の TC 発生頻度のピークは 7 月と 8 月にある. 解析対象期間で平均した月々の変化をみると, 式[2.7]のうち, 潜在強度は 8 月から 10 月に値が大きくなるが, 相対湿度や鉛直シアは 7 月から 8 月に大きくなる. Murakami et al. (2011) によれば, 西太平洋において潜在強度は GPI の値の上昇をつくる大きな要因であり, その潜在強度に対しては値の変化に対して CAPE が大きな役割を担っている. CAPE は海面温度によっておおそコントロールされることを考慮すると, SL や EW の TC 発生事例は, 海面温度の変化によってある程度コントロールされることが示唆される. また, 前節で述べたように SL や CR の TC 発生事例はモンスーントラフに関係して起こる. Wu et al. (2012) によると, モンスーントラフが強化されるときには相対湿度が高くなり東西風の鉛直シアは弱くなる. これらの条件は Gray (1968, 1998) が主張する TC 発生に好都合な環境場に合致する. 下層流れ場だけでなく TC 発生に適した環境場が整えられることで SL や CR の TC 発生が起きると考えられる.

図 2.15b は GPI の値と式[2.7]の各項に使われる変数, および EW を主要流れパターンとする TC 発生事例数の年々の変化を表している. TC 発生数は年間積算値, GPI および変数の値は毎年の平均値を示す. 5 つの流れパターンと GPI, もしくは式[2.7]の項の間の相関係数を表 2.6 の下段に表記した. これらから, 主要流れパターンが 5 つのうちどのパターンであっても, 年々変動における GPI との相関は低いことがわかる. Menkes et al. (2012) は, GPI は北大西洋の年々変動を説明することができるが, 西太平洋の年々変動は説明できないと指摘した. それでも SL と CR について

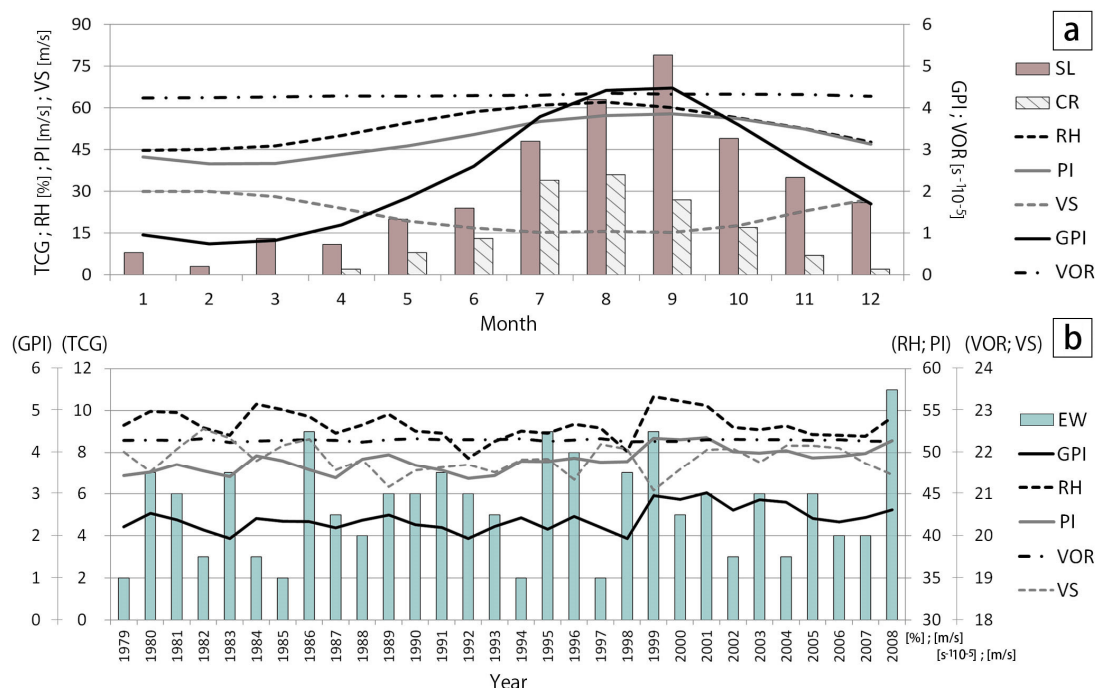


図 2.15 TC 発生数と GPI の比較: (a) 季節変動; 棒グラフは SL, CR パターンの TC 発生事例数の 1979 年～2008 年の 30 年間積算値を示し, 各線は GPI とこれを構成する各項に使われる変数を月ごとに算出した 30 年間平均値を示す. (b) 年々変動; 棒グラフは EW パターンの TC 発生事例数の年間積算値を示し, 各線は GPI と GPI 定義式の各項に使われる変数を年ごとに算出した平均値を示す. VOR は渦度, RH は相対湿度, PI は潜在強度, そして VS は鉛直シアを意味する.

はいくらか高い相関が見られるが, EW については 0.083 という低い相関しかもっていない. PTC については相関係数が負の値であるが, GPI は TC 発生に対するポテンシャルなので負の値は意味をなさない. GPI はもともと季節変化について調べるために作成された指標なので, 年々変動に適用することがそもそも難しいのかもしれない.

### 2.5.3 分類不可(UCF)カテゴリの TC 発生事例

この節では, 本研究の解析によって分類不可 (unclassified flow; UCF) カテゴリとされた 36 個の TC 発生事例について簡潔に述べる. 図 2.16 に UCF カテゴリのうち, どの流れパターンに対しても寄与量推定スコアがつかなかった 36 事例から, 4 つの典型例を示している. それぞれの図において, 赤星は対象事例の TC 発生位置を表している. 図 2.16a は南シナ海で発生した 1981 年 4 号熱帯低気圧の例を示している (TC 番号は JTWC ベストトラックデータの TC 事例番号を意味する). 強い西風が TC 発生場所における下層流れ場の特徴であり, SL, CR, および EW の寄与は期

表 2.6 季節変動および年々変動における主要流れパターンに伴う TC 発生数と GPI, および GPI 定義式の各項に使われる変数との相関係数. VOR は渦度, RH は相対湿度, PI は潜在強度, そして VS は鉛直シアを意味する.

季節変動					
パターン	GPI	VOR	RH	PI	VS
SL	0.96	0.88	0.83	0.94	-0.80
CR	0.94	0.80	0.92	0.87	-0.88
GY	0.89	0.86	0.76	0.92	-0.71
EW	0.90	0.92	0.79	0.93	-0.77
PTC	0.89	0.84	0.73	0.86	-0.70
All	0.98	0.90	0.88	0.96	-0.84

年々変動					
パターン	GPI	VOR	RH	PI	VS
SL	0.31	0.56	-0.16	0.13	-0.02
CR	0.29	0.17	0.29	0.27	-0.16
GY	0.04	0.25	0.24	-0.24	0.13
EW	0.08	-0.41	0.07	0.15	-0.41
PTC	-0.27	0.07	-0.13	-0.15	-0.22
All	0.25	0.30	0.11	0.22	-0.47

待されない. 同様の TC 発生事例は 8 例見つかった. 図 2.16b は北西太平洋の東側で発生した 1989 年 8 号熱帯低気圧の例である. この北西太平洋の東側で発生する事例は 13 例見つかり、北緯 4.0°から 29.5°まで南北に広く分布している. 図 2.16b の事例に類似した TC 発生事例のほとんどが東風の中で発生したが、一部は比較的高緯度において西風の中で発生した. 図 2.16c は 2002 年 17 号熱帯低気圧の例を示している. この事例は、全 908 事例の中で最も北に位置する北緯 33.7°で発生した. UCF カテゴリのうち、4 つの事例が TC 発生としては非常に高緯度となる日本の近くで発生しており、ここに示した 2002 年 17 号以外の 3 事例は、北緯 24.6°, 28.0°, そして 30.4°で発生した. UCF カテゴリの 36 事例中、10 事例はフィリピン諸島の東沖という典型的な熱帯低気圧発生域で発生したが、顕著な流れパターンが見出されない事例である. 図 2.16d の 2000 年 10 号の例が示すように、発生地点の周りは風速が弱く、SL や CR といった流れパターンが同定されなかった.

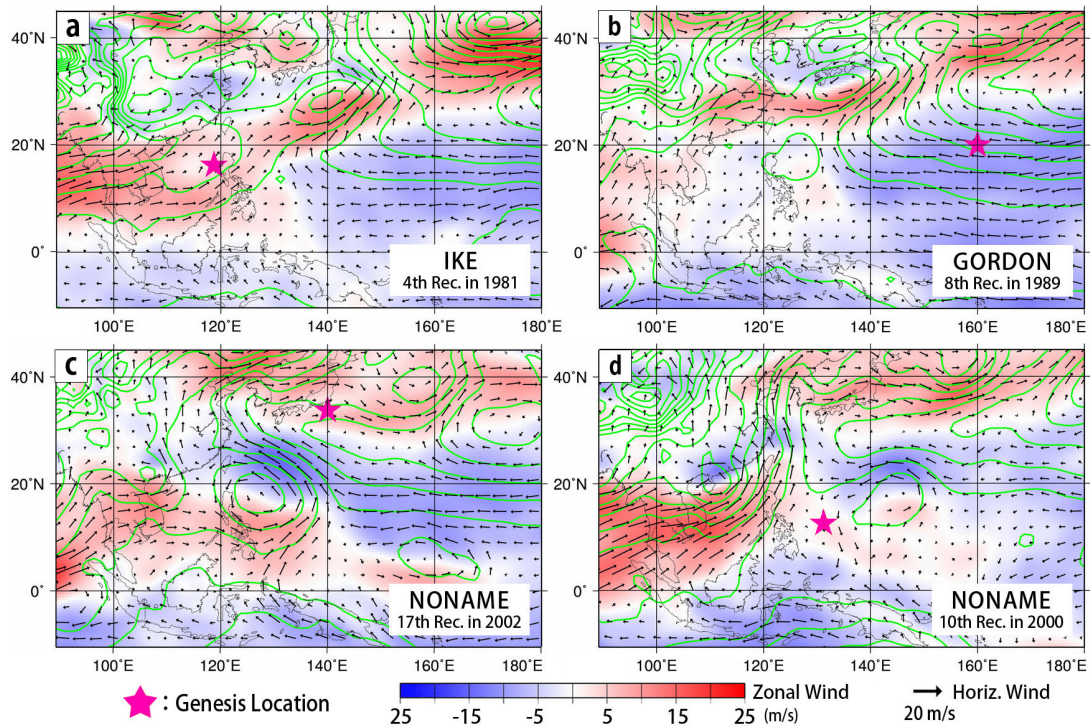


図 2.16 分類不可カテゴリの例. 赤星は各事例の発生位置を示す. 矢印は 850 hPa 高度における水平風, カラーシェードは同じ高度における東西風を表す. 緑色のコンターは海面更正気圧の分布を示す.

## 2.6 まとめ

本研究では, 北西太平洋上の TC 発生事例を対象に対流圏下層流れ場に注目した分類を行った. 5 つの下層流れパターンは, シアーライン (SL), 合流域 (CR), モンスーン渦 (GY), 偏東風波動 (EW), そして先行台風によるロスビー波列 (PTC) であり, これらは RH99 の定義に基づいている. 解析期間を 1979 年から 2008 年の 30 年間に拡張するために, 下層流れパターンの同定において再解析データ JRA-25/JCDAS を用い, 主観解析ではなく客観的な同定基準を設けて下層流れパターンを検出した. そして検出された下層流れパターンをもとに再解析データを使用して算出される寄与量推定スコアによる新しい客観的分類手法を考案した. 寄与量推定スコアは, TC 発生事例毎に 5 つの流れパターンそれぞれについて算定され, 各流れパターンが TC 発生事例に及ぼす寄与の大きさを表す. 個々の TC 発生事例において, 5 つのパターンの中で最も寄与量推定スコアの値が大きいパターンを主要流れパターンとして同定する.



客観的分類手法による結果から、この 30 年間に於いて、SL が TC 発生事例に関連する最も頻度の高い流れパターンであり、つづいて CR, EW の頻度が高いことを確認した。PTC は先の 3 種類に比べると頻度が低く、GY は非常に希なパターンである。先行研究よりも客観的な解析手法であり、より長期間の分類結果であることを活かして、主要流れパターンの季節変動についてもはじめて調べた。その結果、SL は年間を通して最も頻度の高いパターンであることがわかった。EW は年間を通して発生するパターンであるが、夏季には他のパターンの発生数が増えるため、全体を占める割合は下がる。CR や PTC が主要流れパターンである TC 発生事例は、夏季だけに見られることも大きな特徴である。さらに解析期間の 1979 年から 2008 年の 30 年間に於ける主要流れパターンの年々変動についても調べた。この期間に於いては、先に述べた流れパターンの頻度に大きな変動がないことがわかった。ただし SL は最近の 6 年間に特に多く発生している。また EW の変動は ENSO の活動と関係があることが示唆された。

各流れパターンを伴った TC 発生について、対流圏上層の循環や水平風の深い鉛直シアについても調べた。全体の 75% の TC 発生事例は、高気圧性の循環が上層に存在する下で発生している。また、多くの TC 発生事例は弱い鉛直シアの下で発生している。これらの特徴は 5 つの流れパターンの間で目立った差はなく、これは Gray (1968, 1998) で見いだされた環境条件に合致する。

北西太平洋上の流れパターンに着目して環境場解析を行った RH99 や L08 は、TC 発生事例ごとにただ 1 つの流れパターンを関係させていた。しかし、実際は複数の流れパターンが 1 つの TC 発生事例に対して関係していることもある。そこで、個々の事例について 5 つの流れパターン全てについて TC 発生への寄与量を評価するという客観的分類手法の利点を活かし、主要流れパターンと副次流れパターンの関係性を調べた。その結果、SL, CR, そして GY の間での相関が高いことがわかった。これら 3 つの流れパターンは、アジアモンスーンに由来する西風がフィリピン諸島沖で顕著な場合に見られる流れパターンであり、総観規模の流れパターンを形成する背景場が共通していることが、3 つの流れパターンのスコアの相関が高い理由と考えられる。一方、EW が主要流れパターンである TC 発生事例は、他の流れパターンのスコアとの相関が低く単独で発生しやすい TC 発生事例である。PTC が主要流れパターンの TC 発生事例は、CR のスコアと高い相関関係をもつことがわかった。

## 第3章 総観規模流れパターンと季節内振動との関係性

### 3.1 はじめに

TC 発生過程はマルチスケールにわたる現象であることが、その全容解明を難しくする原因の 1 つになっている. TC 発生過程におけるメソスケールの渦形成過程は、総観規模の環境場の下で進行し、また総観規模の環境場は大規模現象の影響を受けて形成される (Fudeyasu et al. 2010). メソスケールの渦形成過程の背景場と考えられる総観規模の下層流れ場は、第 2 章で述べたとおり、5 つの流れパターンに分類することができる. 5 つの流れパターンとは、シアラインパターン (SL)、東西風合流域パターン (CR)、偏東風波動パターン (EW)、モンスーン渦パターン (GY)、先行台風によるロスビー波列パターン (PTC) である.

一方、TC 発生環境場に影響を与える大規模現象としては、アジアモンスーンに関連したモンスーントラフや貿易風が TC 発生の背景場としてよく知られている (Gray 1968, 1998). 近年は Madden-Julian Oscillation (MJO; Madden and Julian 1971, 1972) と呼ばれる季節内振動 (Intra-Seasonal Oscillation; 以降 ISO と呼ぶ) も TC 発生に関係する大規模現象として認識されている. Madden and Julian (1971, 1972) によれば、MJO は大規模な対流活発域が赤道上を 40~50 日程度の時間をかけて東向きに移動する現象で、たいていの場合はインド洋で発現し、中央太平洋から東太平洋上で減衰する. MJO の周期は北半球の冬季には 40 日~50 日周期であるが、夏季に短くなることが知られており、1 周期 30 日程度になる (Hartmann et al. 1992). 熱帯地域における集中観測で見られた MJO の様子が図 3.1 のホフメラー図に示されている (Yanai et al. 2000). 外向き長波放射 (Outgoing Longwave Radiation; OLR) の値が低い領域で表された対流活動の活発な領域が東進する様子がわかる. Wheeler and Hendon (2004; WH04) は MJO の予測を目的として、MJO のライフサイクルを表現する指標 (MJO インデックス) を考案した. 熱帯域における OLR や上層 (200 hPa) と下層 (850 hPa) の水平風に対して、Empirical Orthogonal Function (EOF) 解析を行って得られた第 1 主成分と第 2 主成分は、それぞれ MJO の異なるフェーズにおける OLR などの偏差分布に相当する. WH04 はこの特徴を利用して、EOF 解析の第 1 主成分と第 2 主成分を用いて MJO インデックスを作成した. グラフの横軸に第 1 主成分の時間関数、縦軸に第 2 主成分の



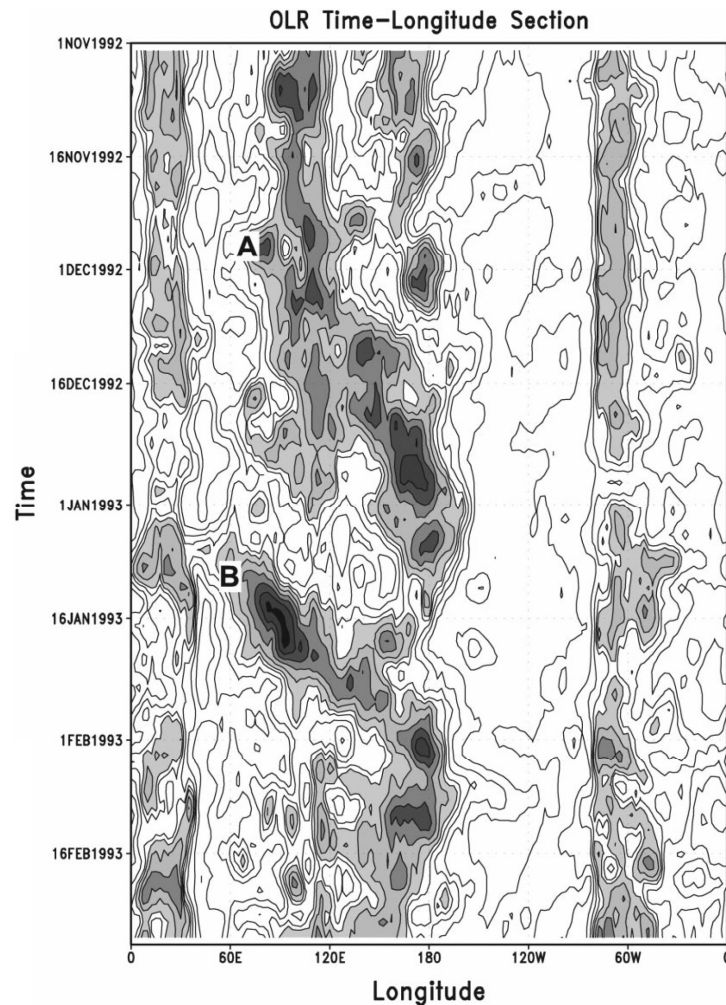


図 3.1 OLR [ $\text{Wm}^{-2}$ ] のホフメラー図: 1992 年の事例について示す. コンター間隔は  $15 \text{ Wm}^{-2}$  で,  $215 \text{ Wm}^{-2}$  よりも OLR の値が低い領域にシェードを変えている. 2 つの大きな対流活発域の筋の始まりの位置に A, B の印をつけている. 南緯 5 度から北緯 5 度の間で平均して作成された. Yanai et al. (2000) から引用.

時間関数を取り, MJO インデックスを描画することで図 3.2 に示すようなフェーズダイアグラムを作成できる. MJO インデックスでは, 1 周期が 8 つのフェーズに分けられており, 図中で原点を中心に回転している線が MJO のライフサイクルを表現している. Nakazawa (1988) や Liebmann et al. (1994) は, MJO が東進してインド洋から西太平洋に入ってくるとき, 西太平洋上の対流活動が活発化することで TC 発生に適した環境場が整えられることを明らかにした. また Zhu et al. (2003) は, MJO に関連して発生した赤道をはさんで南北対称に存在する 2 つの渦から TC が発生する過程 (いわゆる Twin-Cyclone の発生過程) を通して, MJO と TC 発生過程の関係性を説明した. MJO と TC 発生過程の関係について, より包括的な解釈を目指して Camargo et al. (2009) は, WH04 の MJO イン

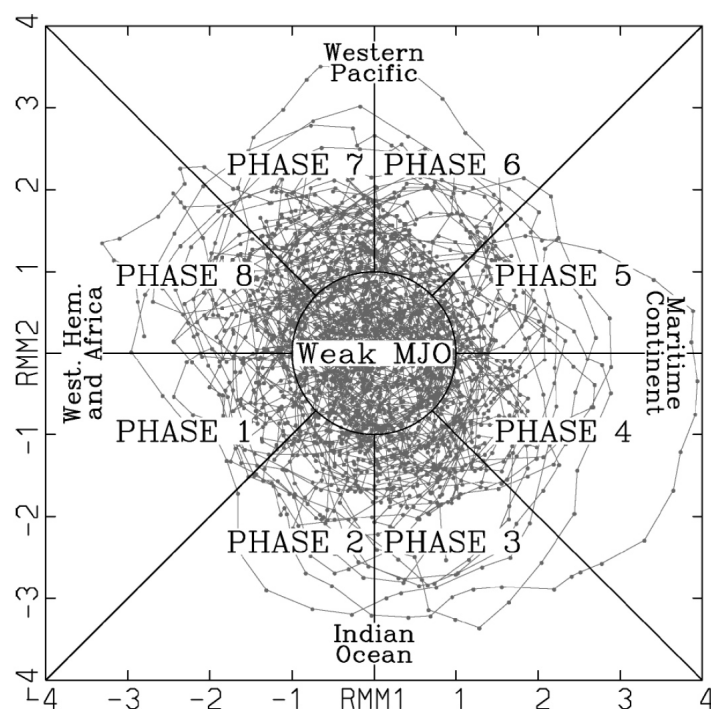


図 3.2 Wheeler and Hendon (2004) の MJO インデックスにおけるフェーズダイアグラム: 1974 年から 2003 年の間の 12 月, 1 月, 2 月において利用可能な全ての日について MJO インデックスをプロットしたもの. 中心の円の中はインデックスの Amplitude が 1.0 未満の領域で, MJO の活動が弱いことを意味する.

デックスを用いて様々な海洋上での MJO のライフサイクルに伴う TC 発生ポテンシャル (Genesis Potential Index; GPI) の変化を調べた. 彼らは西太平洋上で起こる TC 発生に対しては, MJO ライフサイクルのフェーズ 6 から 7 において最も TC が発生しやすいことを明らかにした. また, GPI の定義式の各項と発生数の相関関係を調べることで, MJO のライフサイクルに伴う相対湿度と鉛直渦度の変化は, TC 発生に適した環境場を整えることを明らかにした.

第 2 章では, Ritchie and Holland (1999) に倣ってモンスーントラフと偏東風を用いて 5 つの流れパターンの背景場を説明した. しかし, MJO を含む ISO も総観規模の発生環境場に影響を与える大規模現象として重要と考えられる. Camargo et al. (2009) の解析では, TC 発生事例を総観規模の発生過程に着目して分類することはなかったが, 総観規模の発生過程が異なると MJO を含めた ISO から TC 発生過程に及ぼされる影響も異なると考えられる. この 1 例として, 図 3.3 に 2002 年 6 月 27 日に発生した TC と 2004 年 10 月 10 日に発生した TC を挙げる. 発生した月は異なるが両

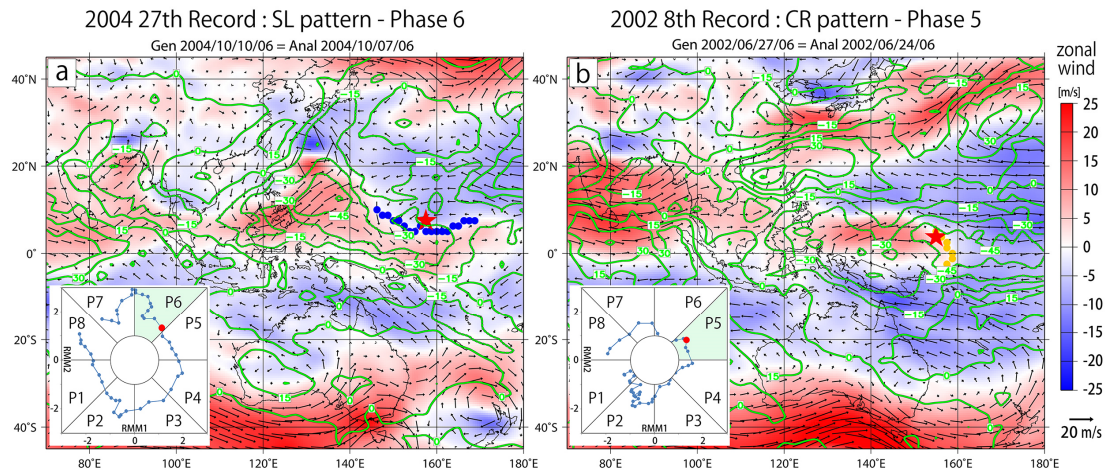


図 3.3 TC 発生事例; (a), (b)はそれぞれ, 総観規模の下層流れパターンがシアーラインパターン, 合流域パターンの事例. 矢印は 850 hPa 高度における水平風, シェードは同じ高度の東西風を示し, 緑色コンターは海面更正気圧を表す. これら気象場は発生日時の 3 日前の状況を表示している. 赤星は各事例の TC 発生場所を示す. 各パネルの左下の図は, MJO ライフサイクルを表すフェーズダイアグラムで, 点の連なりは発生日付近の MJO ライフサイクルを追っている. このうち赤丸で表した点が TC 発生日である.

者は地理的に近い場所(東経 156°, 北緯 5°付近)で発生しており, 発生場所付近は西風と東風が接近する領域になっている. しかし, 両事例について, WH04 の MJO インデックスに基づく MJO のフェーズ, および客観的解析手法によって同定された総観規模の流れパターンは異なっている. 2004 年の事例はシアーラインを伴った TC 発生事例であるが, 2002 年の事例は東西風合流域を伴った TC 発生事例である. TC 発生過程について全てのスケール間の関係性を理解するためには, 総観規模環境場の流れパターンが異なる場合に ISO による環境場への影響がどのように異なるのか明らかにする必要がある. 本節では異なる総観規模の流れパターンに対して, ISO による流れパターンへの影響の違いを調べ, その差を生むメカニズムについて考察する.

ここで, 本研究で着目する ISO について説明する. Lau and Chen (1985, 1986)は, 北半球冬季と夏季では ISO の特徴に違いがあることが明らかにした. Camargo et al. (2009)を含めた先行研究で対象にしている MJO は, 北半球の冬季に最も活発になるが, 北西太平洋の TC 発生数が最も多い夏季には逆に不活発になる. 近年は北半球の夏季に顕著になる ISO を MJO と区別して Boreal Summer IntraSeasonal Oscillation (BSISO, Kemball-Cook and Wang 2001, Kikuchi et al. 2012)と呼ぶことがある. 図 3.4 に MJO と BSISO のライフサイクルに伴う対流活発域の移動を示している. よく知られているように MJO の場合は, フェーズ 2, 3 において対流活発域はインド洋にあり, ライフ

サイクルの進行とともに徐々に東進してフェーズ 6, 7 において対流活発域は西太平洋に存在し, そのあとも東進をつづける(図 3.4a). これに対して BSISO の場合は, フェーズ 2, 3 においてインド洋上で対流活動が活発で, 東進してフェーズ 6 の頃に西太平洋に対流活発域が移ることは MJO と同じだが, その後, 対流活発域はフィリピン海付近から北上する(図 3.4b). そして, フェーズ 8 の頃には対流活発域そのものがはっきりしなくなる. 図 3.5 に MJO と BSISO について, 1 ヶ月毎に総計した活発日数の季節変化が示されている. この図から MJO は北半球冬季に活発であり, BSISO は夏季に活発であることがわかる.

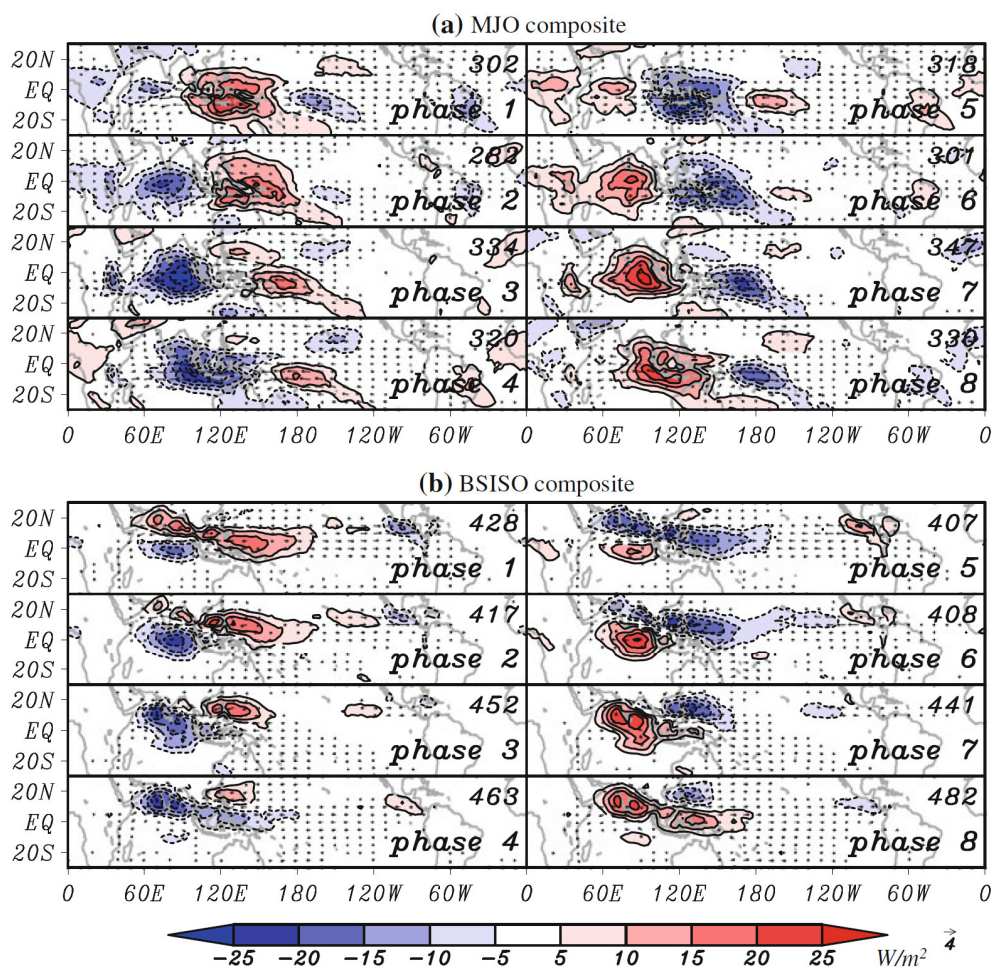


図 3.4 MJO モードと BSISO モードのライフサイクルに伴う対流活発域の分布: カラーシェードは各ライフサイクルについてコンポジットされた OLR の気候値からの差を示しており, 青色の領域は気候値よりも OLR の値が低く, 対流活動が活発化されている領域を意味する. ベクトルは 850 hPa 高度の水平風を表す. 各パネルの右上の数字はコンポジットの対象としたサンプル数を示す. Kikuchi et al. (2012) より引用.



北半球夏季に多い TC 発生と ISO の関連性を調べるには、冬季に顕著である MJO よりも夏季に顕著になる BSISO を用いる方が適切である。そこで本研究では MJO ではなく、夏季に活発な BSISO を ISO の対象とし、図 3.5 と図 2.9 を参考に BSISO が活発な期間で、なおかつ TC 発生数の多い期間である 5 月から 11 月に解析対象期間を限定する。第 2 章では主要流れパターンと副次流れパターンの関係性にも言及したが、下層流れパターンと ISO との関係を調べるのは本研究がはじめてのことであるため、まずは最も単純な関係から調べる目的で、第 3 章では主要流れパターンのみを取り扱うことにする。

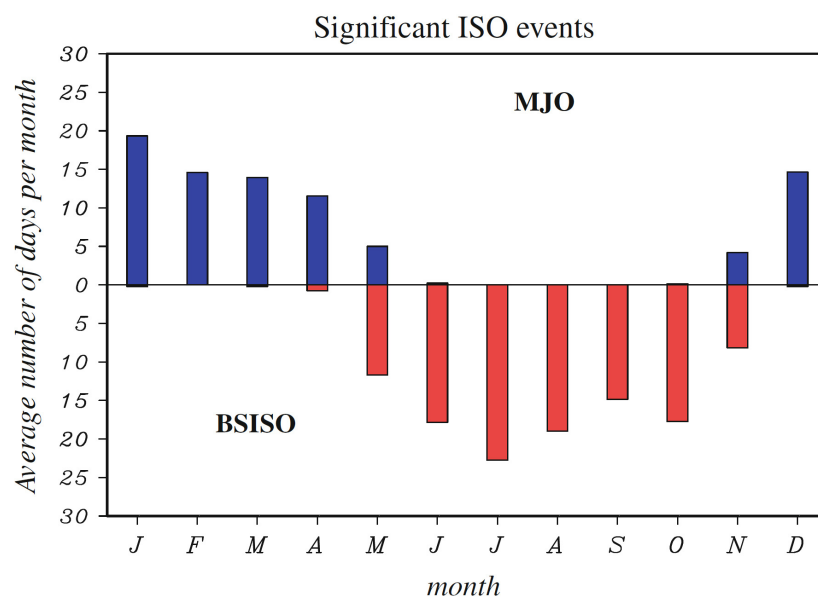


図 3.5 季節内振動が顕著であった日の総数; MJO は青色, BSISO は赤色の棒グラフでそれぞれ示す。1979 年から 2009 年を対象に各月で対象となった日の数に基づいて正規化した値を示す。Kikuchi et al. (2012) より引用。

### 3.2 データと解析手法

本研究の解析で取り扱う TC 発生事例は、1979 年から 2008 年の 30 年間を対象として Joint Typhoon Warning Center (JTWC) の北西太平洋ベストトラックデータに掲載されている TC 事例とする。これは第 2 章と同じであるが、第 3 章ではそのうちの 5 月から 11 月の間に発生した 738 事例に限って取り扱うこととする。5 月から 11 月に限定した理由は 3.1 節で述べたとおりである。BSISO と流れパターンの解析にあたって、OLR データの日平均値 (Liebmann and Smith 1996)、および Japanese 25-year reanalysis (JRA-25) / Japan Meteorological Agency Climate Data Assimilation System (Onogi et al. 2007) の水平風のデータ (6 時間間隔) を利用した。BSISO よりも周期の短い、

ISO からみた擾乱成分を取り除くための処理として、OLR データに 25 日～90 日のバンド幅の Lanczos バンドパスフィルター (Duchon 1979) をかける。このフィルターを Kikuchi et al. (2012) では *intraseasonal time-filter* と呼んでいる。

BSISO のライフサイクルを判定するために、本研究では Bimodal ISO インデックス (Kikuchi et al. 2012) を用い、その算出方法も Kikuchi et al. (2012) に従った。Bimodal ISO インデックスの算出には拡張 EOF 解析 (Extended Empirical Orthogonal Function; EEOF) を用い、EEOF の設定については Lau and Chen (1985, 1986) に従う。伝播性の特徴を持つ現象の抽出には Complex EOF も使われることがあるが、EEOF の方が直接的で、なおかつ結果の解釈が容易である。Lau and Chen (1985, 1986) に従って EEOF の定義を以下に説明する。時刻  $t$  における OLR データを、

$$\mathbf{X}(t) = [\mathbf{X}_i(t)], \quad i = 1, 2, \dots, I \quad [3.1]$$

とする。インデックス  $i$  は空間方向の位置を表し、 $I$  は空間方向の全数を表す。これをもとに時間方向にラグをとった集合を用意することで、拡張したベクトル  $\mathbf{X}_E$  を、

$$\mathbf{X}_E(t, t + \tau, \dots, t + J\tau) = \{[\mathbf{X}_i(t)], [\mathbf{X}_i(t + \tau)], \dots, [\mathbf{X}_i(t + J\tau)]\} \quad [3.2]$$

と表す。ここで基本とする時間ラグの大きさを  $\tau$ 、時間ラグは整数倍の大きさを取るとして最大  $J$  倍とする。したがって  $\mathbf{X}_E$  の長さは  $I(J + 1)$  をもつ。拡張されたベクトル  $\mathbf{X}_E$  に対する固有関数を、

$$\mathbf{X}_E(t, t + \tau, \dots, t + J\tau) = \sum_k a_k(t) \mathbf{Z}_{E,k}(0, \tau, \dots, J\tau) \quad [3.3]$$

と定義する。ここで  $a_k$  は第  $k$  モードにおける時間関数であり、 $\mathbf{Z}_{E,k}$  は  $I(J + 1)$  の長さを持ち、

$$\mathbf{R}\mathbf{Z}_E = \lambda\mathbf{Z}_E \quad [3.4]$$

の固有値方程式の解である。ここで  $\lambda$  は固有値であり、 $\mathbf{R}$  は  $I(J + 1) \times I(J + 1)$  の大きさをもつ共分散行列である。 $\mathbf{R}$  はインデックス  $i, j$  を用いて、

$$R_{ij} = \langle X_{E,i}(t) X_{E,j}^T(t) \rangle, \quad (i, j = 1, 2, \dots, I(J + 1)) \quad [3.5]$$

と表される。ここでブラケット  $\langle \rangle$  は、時間方向の積算を意味し、上付き文字  $T$  は転置を意味する。Kikuchi et al. (2012) の Bimodal ISO インデックスの算出にあたっては、 $\tau = -5$  day,  $J = 2$  とする。したがって、ある時刻  $t$  においてラグ無し、 $-5$  日ラグ、 $-10$  日ラグの 3 つをまとめて取り扱う。拡張前の OLR データは、*intraseasonal time-filter* をかけた OLR データであり、南北に南緯  $30^\circ$  から北緯

30°まで、東西に全域(赤道 1 周分)を解析対象領域とする. Bimodal ISO インデックスでは MJO, BSISO をそれぞれ ISO のモードと呼び, それぞれの固有関数を求めるにあたって対象期間を設ける. MJO モードに対しては 12 月～2 月, BSISO モードに対しては 6 月～8 月の期間の OLR データを使用して EEOF 解析を行う. それぞれのモードについての固有関数を求めたあと, 季節を限定しない全期間についての時間関数を求める. 時刻  $t$  における, EEOF の結果から再構成される OLR アノマリーを,

$$\mathbf{OLR}_{\text{mode}}(t) = \mathbf{EEOF}_{1,\text{mode}} \times PC_{1,\text{mode}}(t) + \mathbf{EEOF}_{2,\text{mode}} \times PC_{2,\text{mode}}(t) \quad [3.6]$$

と定義する.  $\mathbf{OLR}(t)$  は時刻  $t$  におけるラグ無しだけでなく  $-5$  日,  $-10$  日ラグの空間分布も含めた OLR アノマリーを意味する. ここで  $\mathbf{EEOF}_1$ ,  $PC_1$  はそれぞれ固有関数, 時間関数を表し, 下付文字の 1, 2 は第 1 主成分, および第 2 主成分を意味する. 下付文字 mode には, MJO, もしくは BSISO が入る. EEOF の直交性から, 再構成された OLR アノマリーのノルム(分散)は,

$$\|\mathbf{OLR}_{\text{mode}}(t)\| = \sqrt{PC_{1,\text{mode}}^2(t) + PC_{2,\text{mode}}^2(t)} \quad [3.7]$$

と表す. 図 3.6 は, ある時刻において MJO モードと BSISO モードのどちらが顕著な ISO なのかを判断するチャートを示す. 図 3.6 では, 式[3.7]に基づいて求めたノルムを正規化した振幅 (Amplitude) を  $A_{\text{mode}}^*$  で表現し,  $A_{\text{mode}}^*$  の値が 1 以上の場合に顕著な ISO であると定義する. このようにしてどちらのモードが顕著なのかを判断し, それぞれの日数を積算した結果が 3.1 節で示した図 3.5 である.

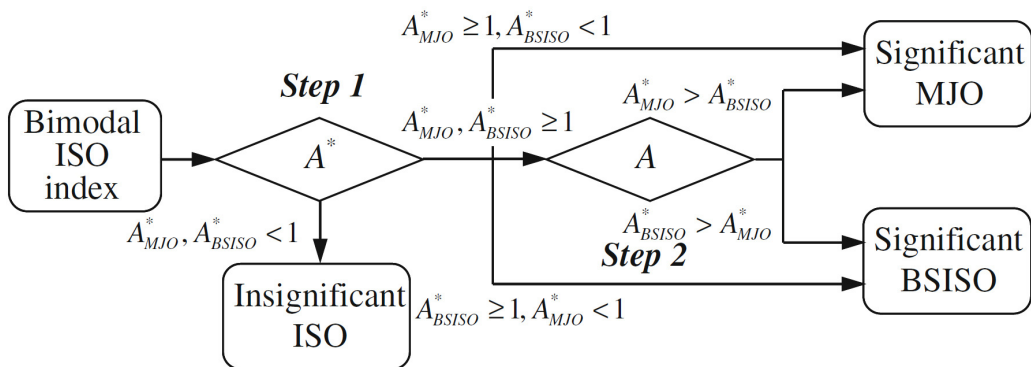


図 3.6 顕著な ISO を MJO モードか BSISO モードに区別して同定するフローチャート;  $A^*$  は正規化された振幅を表す. Kikuchi et al. (2012) より引用.

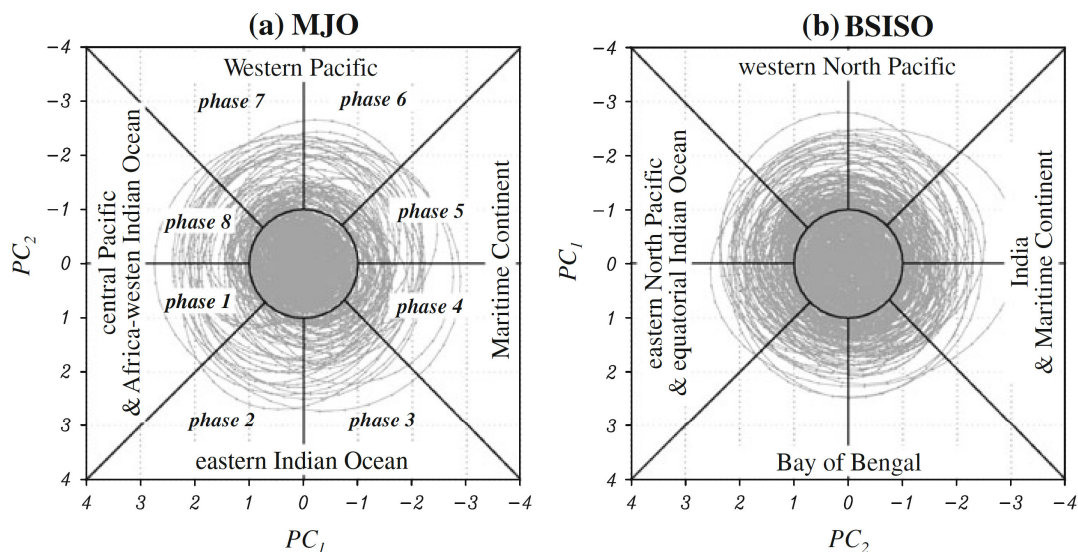


図 3.7 ISO のライフサイクルを表すフェーズダイアグラム;(a) MJO モード ( $PC_1$ ,  $PC_2$ ), (b) BSISO モード ( $PC_2$ ,  $PC_1$ ) をそれぞれ示し, 1979 年~2009 年間の ISO の分布を示す. ライフサイクルを 8 つのフェーズに分割して表現する. ISO の平均的な位置は対流活動が活発な領域に相当すると想定することによって, この図から ISO の平均的な位置を推定することができる. Kikuchi et al. (2012)より引用.

EEOF 解析で求められた第 1 主成分と第 2 主成分の時間関数を用いて象限解析をすることで ISO のライフサイクルを表現するフェーズダイアグラムが得られる(図 3.7). WH04 の MJO インデックス(図 3.2)と同様に位相空間を 8 つに分割し, ISO のライフサイクルをフェーズ1からフェーズ 8 の 8 つの区間で表現する. 図 3.7 の MJO モードのフェーズと地理的位置関係は WH04 の MJO インデックスとはほぼ合致する. MJO と BSISO はどちらもインド洋から西太平洋の熱帯域で顕著な ISO だが, 図 3.4 からわかるように MJO モードの OLR アノマリー分布と BSISO モードの分布は, 各フェーズにおいて必ずしも一致するわけではない. したがって図 3.7 に示されたライフサイクルに伴う地理的位置関係も MJO モードと BSISO モードの間で異なっている.

本節でも総観規模の対流圏下層流れパターンに関する TC 発生事例の分類を行うが, 解析に用いるデータ, および解析手法は第 2 章で説明したものと完全に同じである. ただし, 3.1 節で述べた通り分類結果として主要流れパターンのみを取り扱うこととし, これ以降特に断りが無い限り, 流れパターンはすべて主要流れパターンを指す.



### 3.3 BSISO が総観規模流れパターンに及ぼす影響

#### 3.3.1 総観規模流れパターンと発生頻度の高い BSISO フェーズ

図 3.8 は異なる BSISO のフェーズにおける TC 発生事例の頻度を示す．ここでは BSISO インデックスの振幅が 1.0 以上の場合を Active な BSISO, 振幅が 1.0 未満の場合を Inactive な BSISO として定義し, TC 発生事例の頻度は Active BSISO の場合と Inactive BSISO の場合に分けて数え上げ, それぞれの場合に分けて棒グラフで表した. TCG\_TOTAL(図 3.8a)は, 全 TC 発生事例についての積算値を表し, この図における全事例数は 738 事例である. 図 3.8b～f で示されるように, TCG\_TOTAL は, 第 2 章で説明した客観的分類手法によって, 総観規模の 5 つの対流圏下層流れパターンに分類される. 5 つの流れパターンとは, SL, CR, EW, GY, そして PTC である. SL に伴って発生する TC 発生事例(以降, TCG\_SL のように表記する)の数は, 318 事例である. また, TCG\_CR, TCG\_EW, TCG\_GY, そして TCG\_PTC の事例数は, それぞれ 142, 133, 51, そして 94 事例である. ここでは, BSISO の影響を受けて, TC 発生事例数が特定のフェーズに多いかどうかを判断することが目的である. 従って, TC 発生事例全体を Active BSISO と Inactive BSISO を指標に 2 つの集合に分け, それぞれの集合の間に TC 発生頻度-フェーズ分布に差がないという帰無仮説を立て, T 検定を行うなどの統計的検定法を適用するのが本来は好ましい. しかし, 本解析ではライフサイクルを 8 つのフェーズに分割したため自由度が 8 しかなく, 信頼性を担保して統計的検定法を適用することができない. そこで, TC 発生頻度のフェーズ間変化の大きさを表す指標として標準偏差を算出し, さらに標準偏差と平均値を用いて設定した閾値を超える頻度をもつフェーズを高頻度フェーズとして同定するという単純な判定を行う. 標準偏差と閾値は次式のように定義される.

$$\sigma_{pt,ac} = \sqrt{\frac{1}{8} \sum_{i=1}^8 (X_i^{pt,ac} - m_{pt,ac})^2}, \quad \text{Threshold}_{pt,ac} = \sigma_{pt,ac} + m_{pt,ac} \quad [3.8].$$

ここでインデックス  $i$  はフェーズ(1～8)を意味し,  $m$  は集合の平均値を表す.  $X$  は TC 発生事例数で,  $pt$  には発生パターンの 6 通り(TOTAL, SL, CR, EW, GY, PTC),  $ac$  には Active BSISO, Inactive BSISO の 2 通りが入る. つまり 12 通りの集合が存在する. 図 3.8 の各流れパターンの図中に描かれている赤実線と青実線は, それぞれ Active BSISO と Inactive BSISO に対する閾値を表す.

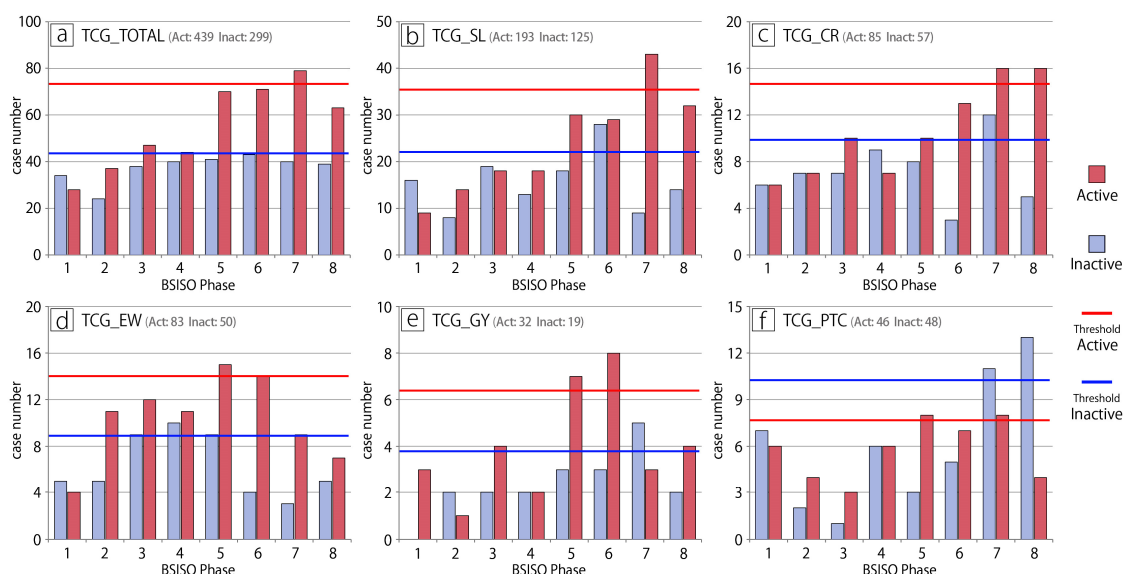


図 3.8 1979 年～2008 年の 5 月～11 月における TC 発生事例数; Active BSISO と Inactive BSISO の 2 つに分けて示す. SL, CR, EW, GY, PTC はそれぞれ総観規模下層流れパターンに分類した場合の事例数を示しており, TOTAL はこれらの合計を示す. 2 つの実線は事例数が顕著に大きいかどうかを判断するための閾値を表しており, 赤線と青線は, それぞれ Active BSISO と Inactive BSISO の場合の閾値を表す. それぞれの図において鉛直軸の範囲が異なることに注意.

TCG\_TOTAL を対象にすると, Active BSISO かつフェーズ 7 の場合に, TC 発生頻度が閾値 (赤実線) を超えている (図 3.8a). つまり, 北西太平洋上の TC 発生事例は全体としては, BSISO のライフサイクルの中でフェーズ 7 において最も発生頻度が高いと判断出来る. 一方で, Inactive BSISO の場合には, どのフェーズにおいても閾値を超える発生頻度はない. フェーズ 7 では BSISO に伴う西風が北西太平洋上で強くなる. 北西太平洋上で ISO に伴う西風が強くなるフェーズにおいて TC 発生頻度が高くなるという特徴は, BSISO と MJO と着目する ISO に違いはあるものの, Camargo et al. (2009) で見いだされた結果と一致する.

次に, 5 つの総観規模流れパターンに TCG\_TOTAL を分類した場合のフェーズ依存性に着目して調べてみる. TCG\_SL の発生頻度のフェーズ間の分布は, TCG\_TOTAL に似ており, TCG\_SL は Active BSISO かつフェーズ 7 の場合に最も発生頻度が高い. これは TCG\_SL の事例数が, TCG\_TOTAL の 40% 以上の TCG\_SL が占めているためだと考えられる. TCG\_CR においては, Active BSISO で, かつフェーズ 7, 8 の場合に最も発生頻度が高い. フェーズ 7 において, TCG\_CR の発生頻度は Inactive BSISO の場合にも顕著に頻度が高い. このうちの一部の事例は, 発生の 3

日前に発生場所の近辺に発達した TC が存在し、それが引き起こす西風の東端において東西風合流域が検出されているといった場合を含んでいる。TCG\_EW の発生頻度は、TCG\_SL や TCG\_CR に比べて各フェーズに均等に分布している。Active BSISO かつフェーズ 5, 6、もしくは Inactive BSISO かつフェーズ 3~5 の場合に TCG\_EW の発生頻度は顕著に高くなる。TCG\_GY については、Active BSISO で、かつフェーズ 5, 6 において高い発生頻度が見られる。

TCG\_PTC は、Inactive BSISO の場合に、フェーズ 7, 8 において発生頻度が高い。最盛期の TC は、ロスビー波エネルギー分散 (Li and Fu 2006, and Li et al. 2006) と呼ばれるメカニズムによって、先行する最盛期の台風から南東方向にロスビー波列を形成し、新たな低圧部をつくることがある。TCG\_PTC は、このメカニズムを通して発生した新たな低圧部が TC に発達していく事例であり、したがって必ず先行する最盛期台風の存在を必要とする。TC 発生事例全体としては、フェーズ 7 が最も頻度の高いフェーズであることを考慮すると (図 3.8a), TCG\_PTC は同じフェーズかその後のフェーズにおいて発生する可能性が高いと考えられる。図 3.9 に全 TC 発生事例に対する事例数のフェーズ分布と TCG\_PTC に対する事例数のフェーズ分布を比較し、フェーズ方向に対してラグをとった相互相関を示す。図 3.9 によれば、TCG\_PTC に対して TCG\_TOTAL を 1 つ後ろのフェーズにずらした時に最も高い 0.92 の相互相関係数の値を得た。この値は 99% 有意範囲で 2 つの分布に差がないことを意味する。両者にフェーズのラグが無い場合の相関係数は 0.54 であった。このことから、TCG\_TOTAL の高頻度フェーズ (フェーズ 7) によって、TCG\_PTC の高頻度フェーズが説明されると考えられる。

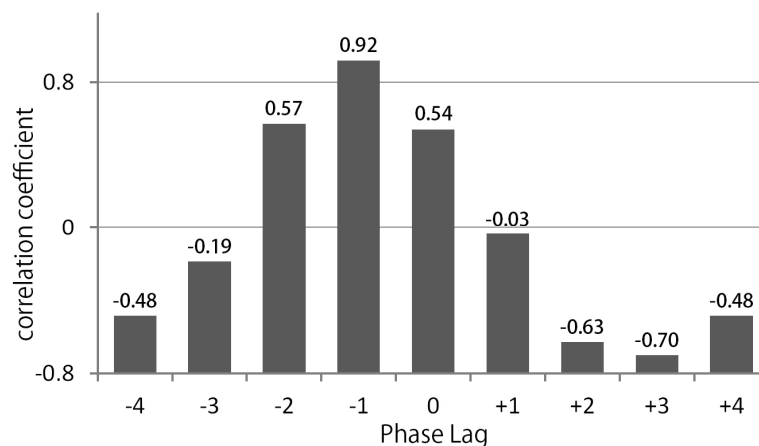


図 3.9 TCG\_PTC と TCG\_TOTAL の事例数に対するラグ相互相関; TCG\_PTC のフェーズに対して、TCG\_TOTAL のフェーズをずらした場合の相互相関係数を示す。Phase Lag が -1 の場合、TCG\_PTC に対して、TCG\_TOTAL のフェーズを 1 つ後ろへずらした TC 発生事例数のフェーズ分布を対象に相互相関を算出することを意味する。バーの上の数値は相互相関係数の値を示す。TC 発生事例は BSISO の Active, Inactive に関わらずに取り扱った。

### 3.3.2 総観規模流れパターンを形成する背景場としての BSISO

前節では、総観規模流れパターンの視点から BSISO のフェーズとの関連性を調べたが、ここでは逆に BSISO の視点から総観規模流れパターンとの対応性を調べる。本節では Active BSISO の場合、なおかつ顕著に TC 発生頻度が高いフェーズ(図 3.8 において赤実線で示した閾値を超えたフェーズ)について取り扱う。図 3.10 は、各フェーズにおける大規模な帯状風の分布、および TC 発生事例の平均発生場所を示している。コンターは OLR について全フェーズを合わせて算出した平均値からの偏差をフェーズごとに示している。長期間にわたる平均的な分布を得る目的で 1979 年～2008 年の 5 月～11 月の期間について、Active BSISO と同定される日だけを対象に帯状風と OLR の平均値を算出した。図 3.10 の描画領域は北緯 10°～20°、東経 120°～160°であり、これは主な TC 発生領域をカバーする。表 2.4 で見たように、1979 年から 2008 年の 30 年間の平均発生場所は北緯 12.9°、東経 143.4°であり、これは図 3.10 で描いている領域のほぼ中央に位置する。TC 発生場所も同期間について平均した。各パネルにおいて、TCG\_TOTAL の平均発生場所が星印で示されており、総観規模流れパターンで分類した TC 発生事例に対応する平均発生場所はそれぞれ、S(シアーライン)、C(合流域)、E(偏東風波動)、G(モンスーン渦)、P(先行台風)のように表示されている。括弧付きで表記されているものは、該当するフェーズにおいて発生頻度が閾値(図 3.8 の赤実線)を超えていなかった、つまり発生頻度が顕著には高くないことを示す。

フェーズ 1～4 の間、BSISO に伴う対流活動の中心は図 3.10 で描いている領域の外側にある。これに対応して、図 3.10 によると西太平洋上では正の OLR 偏差が顕著であり、対流活動が不活発な傾向にあることがわかる。フェーズ 5 では BSISO の中心は海洋大陸の付近にあり、西太平洋でも赤道付近に対流の活発な領域が見えてくる。フェーズ 6 から 8 にかけて、図 3.10 で描いている領域内で、負の OLR の偏差が顕著であり、対流活動が活発になることがわかる。この対流活発域は、フェーズ 6～8 にかけて北上する様子が図 3.10 からわかる。北西太平洋上の大規模な西風は、フェーズ 6～8 にかけて星印の周りで顕著であり、逆にフェーズ 3～5 にかけては東風が顕著である。この大規模な東西風の分布とフェーズに対応する変化傾向は、Kemball-Cook and Wang (2001) や Kikuchi et al. (2012) で述べられている BSISO の特徴に合致する。フェーズ 1～4 においては、対流が不活発なフィリピン諸島の東側領域(北西太平洋の西側)を避けるように、平均 TC 発生場所(星印)は北西太平洋の東側で見られる。BSISO がインド洋から海洋大陸に移るフェーズ 5 になると、北西太平洋上の対流活動は前のフェーズに比べて活発化し、西風が赤道付近を中心に徐々に顕著

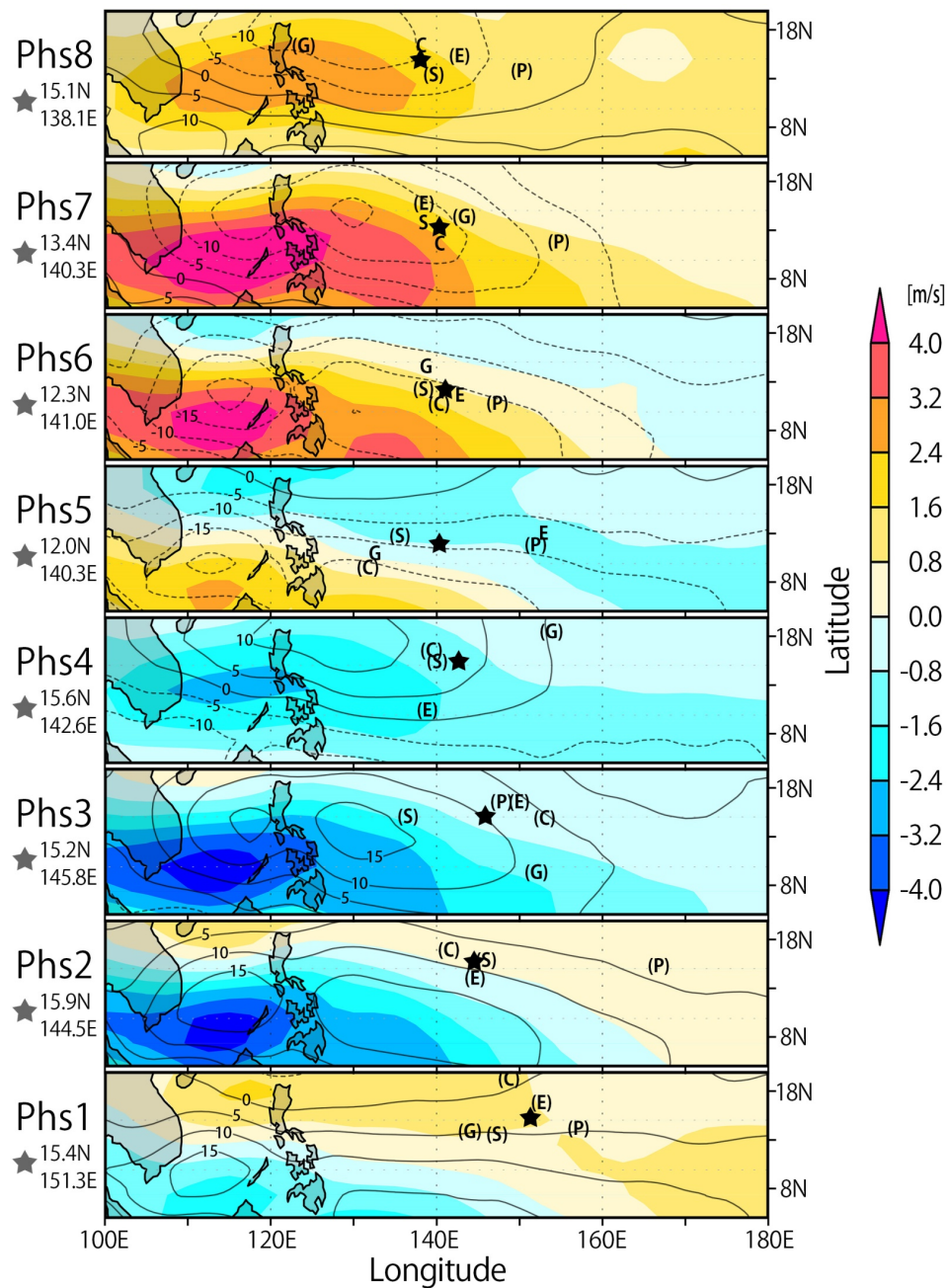


図 3.10 850 hPa 高度の帯状風の分布;1979 年~2008 年, 5 月~11 月の期間における Active BSISO の目について平均した値を示す。コンターは Active BSISO の場合における OLR の気候値からの偏差を示す。星印は各フェーズにおける TCG\_TOTAL の平均発生場所を表し、文字は各総観規模流れパターンに分類した場合の平均発生場所を示す。S: シアーライン, C: 東西風合流域, E: 偏東風波動, G: モンスーン渦, P: 先行台風をそれぞれ意味する。括弧付きの文字は該当フェーズにおいて該当パターンの TC 発生頻度が閾値未満であることを意味する。帯状風は 25-90 日幅のバンドパスフィルターをかけたあと平均値を算出した。

になる。これを反映して、平均 TC 発生場所は前のフェーズまでの位置に比べて西側へ移っている。フェーズ 6 から 8 にかけて、BSISO に伴う活発な対流域と西風領域が北上することに対応して、平均 TC 発生場所も北上する。フェーズ 6 から 8 における平均 TC 発生場所の周りでの対流活発域と大規模な流れ場は TC 発生に好都合な環境条件となる。これは図 3.8 におけるフェーズ 6 から 8 にかけて TC 発生頻度が高くなることを説明すると考えられる。

比較的多数のサンプルを確保できている TCG\_SL, TCG\_CR, TCG\_EW に限って大規模な流れ場の分布を、総観規模流れパターンの視点から解釈してみる。フェーズ 7 では、平均 TC 発生位置を示す星印の西側で大規模な西風が強く、この分布は星印の付近に東西風のシアや合流域を形成すると考えられる。このことは、フェーズ 7 における BSISO に関係した大規模場が、TCG\_SL や TCG\_CR の発生環境を整えていると考えられ、実際に S や C で示されたフェーズ 7 の TCG\_SL や TCG\_CR の平均発生場所は星印の近くにプロットされている。フェーズ 7 と同様にフェーズ 8 には大規模な西風の分布が星印の西側で顕著であり、星印の付近に総観規模の東西風の合流域が形成されやすいと考えられる。実際に C で示されたフェーズ 8 における TCG\_CR の平均発生位置は星印のすぐそばにプロットされている。一方で、フェーズ 3 から 5 にかけて平均 TC 発生位置を示す星印の周りには東風が顕著である。大規模な東風が顕著である場合は、TCG\_SL や TCG\_CR には適しておらず、したがって、これらの総観規模流れパターンに伴う TC 発生事例の頻度はフェーズ 3 から 5 にかけて低い(図 3.8b,c)。TCG\_EW にとって適しているフェーズ 5 においては、星印の北東側で大規模な東風が顕著であり、フェーズ 5 における TCG\_EW の平均発生場所を示す E は、その東風の中、星印から東側の領域にプロットされている。

図 3.10 では TC 発生位置として、流れパターン分類後の TC 事例ごとに平均した発生位置を示した。今度は、北西太平洋上の帯状風の分布に対して、TC 発生位置がどのように分布しているのか調べる目的で、図 3.11 に個々の TC 発生位置を描き、描いた事例を対象に平均した帯状風の分布を示した。ここでは、比較的多いサンプル数を確保できる TCG\_SL と TCG\_CR の事例、なおかつ BSISO が Active な場合の発生事例についてフェーズ 6 から 8 を対象に示した。フェーズ 6 から 8 の場合に共通して、TC の発生点は北西太平洋上に広く分布するが、TCG\_SL, TCG\_CR のどちらの場合も概ね西風と東風の境界を中心に発生点が分布することがわかる。図 3.11 に示した帯状風の分布は平均値であるため、図に示した各事例の発生場所に対して逐一シアラインとしての構造や合流域としての構造は図 3.11 から読み取れない。しかし、発生頻度が比較的高いフェーズ 6 から 8 にかけては、どの事例も北西太平洋の赤道寄りの場所に大きな西風領域が見られる場合に TCG\_SL, および TCG\_CR が発生していることがわかる。



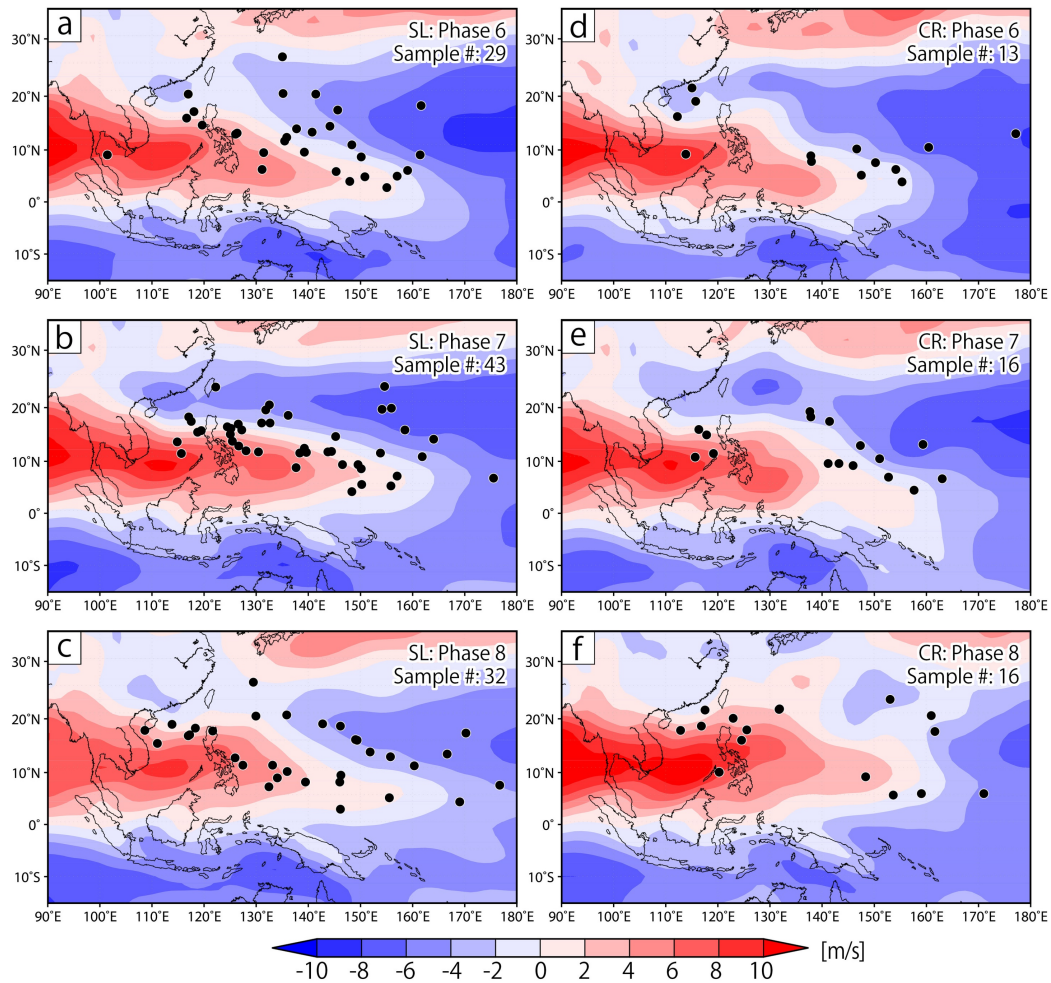


図 3.11 フェーズ 6～8 の場合の 850 hPa 高度における帯状風の平均値(カラーシェード)と TC 発生場所(黒点): 1979 年から 2008 年の間, 5 月～11 月の期間の TC 発生事例を対象とし, TC 発生日に Active BSISO であった場合のみを取り扱った. 帯状風の平均値の算出には発生日の 3 日前の帯状風の分布を使用した. (a) フェーズ 6 の TCG\_SL, (b) フェーズ 7 の TCG\_SL, (c) フェーズ 8 の TCG\_SL, (d) フェーズ 6 の TCG\_CR, (e) フェーズ 7 の TCG\_CR, (f) フェーズ 8 の TCG\_CR の場合をそれぞれ示す.

図 3.10, 図 3.11 ではある総観規模流れパターンを伴った TC 発生頻度が顕著に多いフェーズにおいては, 大規模な流れ場がその総観規模流れパターンの形成に適した背景場を整えることがわかった. この大規模場の特徴が, BSISO の影響であることを確かめるために, Active BSISO と Inactive BSISO の場合に TC 発生場所周辺に形成される大規模な流れ場を比較した. ここでも, 比較的多くのサンプル数を確保できた TCG\_SL と TCG\_CR の場合に限って議論する. 図 3.12 は 850 hPa 高度の帯状風の合成図で, それぞれの TC 発生場所を中心にして合成した. BSISO インデック

スの振幅に基づいて、Active BSISO の場合と Inactive BSISO の場合に分けられており、図 3.12a,b はフェーズ 7 でかつ TCG\_SL の事例、図 3.12c,d はフェーズ 8 でかつ TCG\_CR の事例について合成した。TCG\_SL の事例について、Active BSISO の場合(図 3.12a)と Inactive BSISO の場合(図 3.12b)を比較すると、TC 発生場所(つまり図の中心)の南西側の領域において西風が、Active BSISO の場合においてより強いことがわかる。これは、Active BSISO が TC 発生場所の付近において、より強いシアラインを形成していることを示唆している。これは図 3.10 で示したように Active BSISO で、かつフェーズ 7 の場合において、平均発生場所の西側で西風が強いという分布に整合的である。図 3.12c,d をみると、TCG\_CR についても同様の特徴が見いだされる。Inactive BSISO に比べて Active BSISO の場合に、大規模な西風は TC 発生位置の西側でより強く顕著である。TC 発生場所の西側で西風が強化すると、発生位置付近における帯状風の東西勾配も強化するので東西風の合流がより強く表れることになる。これは、フェーズ 8 において TCG\_CR に適した背景場が Active BSISO の場合により強化されることを示唆している。

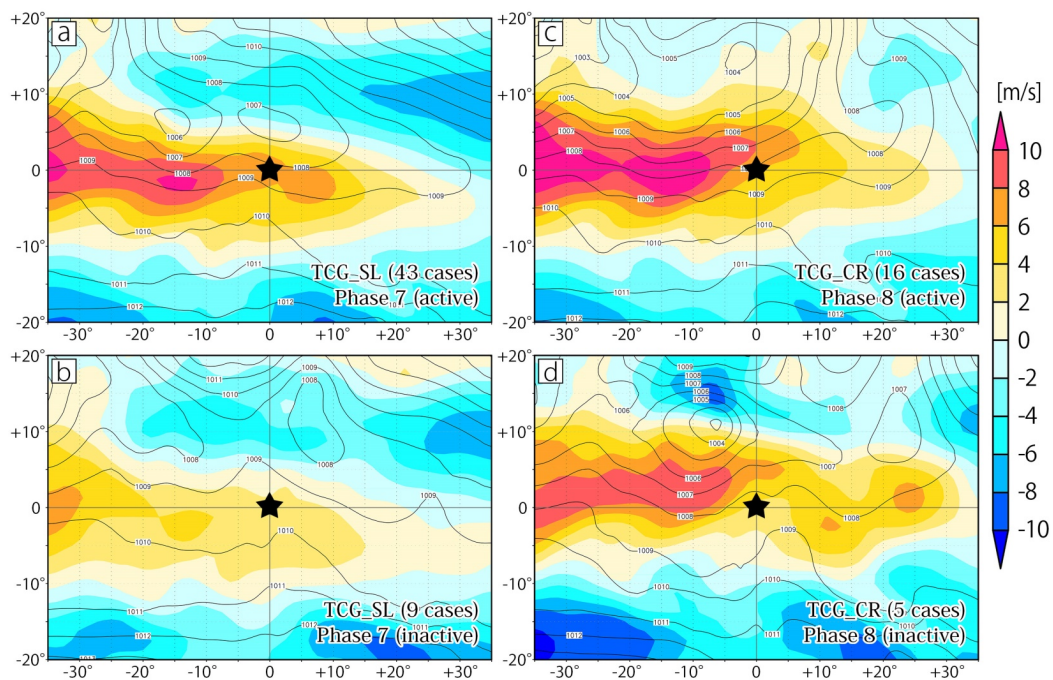


図 3.12 帯状風の合成図; TC 発生場所を中心にとって合成した。(a) Active BSISO でフェーズ 7 の場合の TCG\_SL, (b) Inactive BSISO でフェーズ 7 の場合の TCG\_SL, (c) Active BSISO でフェーズ 8 の場合の TCG\_CR, (d) Inactive BSISO でフェーズ 8 の場合の TCG\_CR をそれぞれ示す。帯状風は 850 hPa 高度のもので、TC 発生日時の約 69 時間前(66 時間前と 72 時間前の平均値)のデータを利用している。対象とした TC 発生事例は 1979 年～2008 年の 5 月～11 月の間に発生した事例である。



### 3.4 考察

近年, TC 発生環境場の形成を熱帯波動の見地から調べる研究が盛んである. そこで本節では下層流れパターンに着目して TC 発生環境場を調べた本研究を熱帯波動の見地から考察する. TC 発生に関係する熱帯波動として Tropical Depression (TD)-type と呼ばれる波や混合ロスビー重力波 (Mixed Rossby-Gravity wave; MRG) が注目されている. TD-type の波は波数が 12 程度で 3 ~ 7 日の周期を持って西進する波である. TD-type の波は古くから偏東風波動として認識されている波に対応すると考えられる. MRG 波は赤道をはさんで南北に非対称な構造を持つ波で, 周期が短い場合には東進, 周期が長い場合には西進するという特徴を持つ. Wheeler and Kiladis (1999) によって解析されているように, ISO である MJO もゆっくりと東進する波数 1 の波として熱帯波動として取り扱われることもあり, 本章で述べたとおり TC 発生環境場の形成に深い関わりがある.

Dickinson and Molinari (2002) は, 西太平洋上の帯状風が合流する流れ場において, TD-type の波に伴って発生した対流性の擾乱が多く観測されることを明らかにした. また再解析データを使用した研究や数値モデルを用いた研究によって, 帯状風が合流する流れ場において MRG 波が TD-type の擾乱に変質し, やがて TC に発達することが明らかにされた (Dickinson and Molinari 2002; Aiyyer and Molinari 2003). これらの先行研究が指摘する帯状流が合流する流れ場とは, 本研究で Confluence Region (CR) と称している下層流れパターンに相当すると考えられる. メソスケールの TC 発生過程の環境場として, CR がどのような役割を担っているのか今後も調べる必要があるが, この流れパターンが西太平洋における TC 発生に深く関わっていることは先行研究からも明らかである.

Frank and Roundy (2006) は, どのような擾乱が TC 発生を促進するのかを調べる目的で, TC 発生時に顕著であった熱帯波動ごとに発生事例を分類し, それらの合成図を作成することで TC 発生時の発生点周りの対流活動や下層流れ場の特徴を調べた. その結果, MJO に関連した擾乱や MRG 波から TD-type の波へ遷移する擾乱は, 下層流れ場の低気圧性渦度を強化し, 対流活動を高めることで, TC 発生に適した環境場を作ると結論づけた. CR と EW が TD-type の波に関連する TC 発生事例であると仮定すると, 本研究の結果から 1979 年から 2008 年の 30 年間に 275 事例の TC 発生事例が TD-type の波に関連する TC 発生事例であると考えられる. さらに, そのうちの約 60% が active な BSISO がみられる期間中に起きた発生事例である. つまり, TC 発生環境場が整えられる 1 つの過程として, 惑星規模から大規模の季節内振動が対流活動を活発化させ,

なおかつ季節内振動は大規模から総観規模の TD-type の波が発達しやすい背景場を形成し、TC 発生に適した総観規模の環境場とメソスケールの擾乱の種が与えられると考えることができる。これは3章で述べたBSISOと下層流れパターンの関係に合致すると考えられる。Frank and Roundy (2006)は、熱帯波動がどのように下層渦や鉛直シアに影響を及ぼし、TC 発生過程に影響しているのか詳しく調べなければならないと述べているが、この目的のためにも本研究で行った下層流れ場に着目した環境場の解析は TC 発生過程を理解するために必要な基礎情報となる。

### 3.5 まとめ

本章では第2章で取り扱った総観規模流れパターンに対して、その背景場となる大規模場のISOが与える影響について調べた。ISOとして北半球夏季に顕著なBSISOを取り扱った。BSISOはインド洋から海洋大陸では東進するが、フェーズ6以降の太平洋上では東進よりも北進が顕著になるという特徴を持つ。本研究によって、北西太平洋上のTC発生全体を対象にすると、BSISOのライフサイクルのうち最もTC発生頻度が高いフェーズは、フェーズ7であることがわかった。さらに、TC発生過程で見られる5つの総観規模流れパターンごとにTC発生頻度が高いフェーズが異なっていることが明らかになった。5つの総観規模流れパターンのうち、シアーラインと合流域は大規模な西風域の北側の縁と東側の縁でそれぞれ形成される流れパターンである。このため、BSISOは大規模な西風の位置や強度に影響を及ぼすことで、シアーラインや合流域といった総観規模流れパターンの強度、および形成場所に影響を与えていると考えられる。フェーズ7では、BSISOに伴う対流活発域と総観規模流れパターンのシアーラインが形成される場所が合致しており、TCG\_SLの発生頻度が最も高くなる。同様にフェーズ7, 8は、東西風の合流域と対流活発域の地理的な位置関係が近く、TCG\_CRの発生頻度が顕著に高くなっている。またBSISOは大規模な東風の位置にも影響を及ぼすことで、TCG\_EWの発生頻度に影響を及ぼしていると考えられる。対流活動が北西太平洋上で活発化しはじめ、かつ東風が北西太平洋上の北東側で顕著であるフェーズ5, 6がTCG\_EWの事例において最も発生頻度が高いフェーズであることがわかった。TC発生全体でみると高頻度フェーズがフェーズ7であるため、BSISOはTCG\_PTCの発生に関して間接的に影響を及ぼしていると考えられる。TCG\_PTCの事例はフェーズ7や8において最も発生頻度が高いが、これは先行するTCがフェーズ7で発生し、その後発達して最盛期に達する頃はBSISOがフェーズ7や8であり、このときにTCG\_PTCが起きる結果だと考えられる。

## 第4章 結語

本章では、第2章、第3章の総合的なまとめと、今後の研究の展望について論じることで、本研究の結語とする。

TCの発生環境場の研究について、総観規模の流れパターンを取り扱った先行研究は、TC発生に関わる背景流れ場を同定する際に主観解析によるところが大きかった。そこで、本研究の前半では、Ritchie and Holland (1999; 以降 RH99) で扱われた5つの対流圏下層流れパターンを分類する客観的分類手法を新たに提案した。5つとは、シアーラインパターン(SL)、東西風合流域パターン(CR)、偏東風波動パターン(EW)、モンスーン渦パターン(GY)、そして先行台風によるロスビー波列パターン(PTC)である。客観的分類手法を用いることで、1979年～2008年の30年という長期間にわたるデータを取り扱い、先行研究が取り扱った199事例から事例数を大幅に増やして908事例を取り扱うことができた。さらに客観的手法ゆえに、流れパターンの同定に人為的なばらつきが入り込みにくい分類結果を得ることができた。その結果、北西太平洋上で発生したTC発生事例について、総観規模の下層流れパターンは、気候値として全体の42%をSL、16%をCR、18%をEW、6%をGY、そして11%をPTCによって説明されることが初めて明らかになった。

本研究では、客観的分類手法を長期間データに適用したことで、季節変動や年々変動についても調べることができた。SLとEWを伴ったTC発生事例は年間を通じて発生しており、SLに伴うTC発生事例の頻度が年間を通して最も高い。CRに伴うTC発生事例は北半球の夏季に発生数が増え、EWに伴うTC発生よりも頻度が高くなる。TC発生事例数は年々変動をもつものの、5つの流れパターン間の頻度の順位は大きな変化がなく、ほとんどの年においてSLに伴うTC発生の頻度が最も高く、2番目にCR、EWに伴ったTC発生の頻度が高い。

先行研究は個々のTC発生事例に対して、ただ一つの総観規模流れパターンを関連づけていたが、実際には複数の流れパターンが同時にTC発生過程に寄与していることが考えられる。本研究で提案した客観的分類手法は、寄与量推定スコアという客観的判断基準を導入し、これをTC発生事例ごとに、5つの流れパターン全てに対して算出することによって、同時に複数の流れパターンの寄与を評価できるようにした。これによって、総観規模のTC発生過程における流れパターン間の関係性を明らかにすることができた。寄与量推定スコアの大小によって、寄与の大きさに順

位をつけ、最も寄与量スコアの大きな下層流れパターンを主要流れパターン、それ以下の寄与量をもつ流れパターンを副次流れパターンとして区別した。その結果、SL が主要流れパターンであった場合には、CR が副次流れパターンとして比較的大きな寄与量を持つ場合が多いという関係性がわかった。これは逆も同じで、CR が主要流れパターンの場合には、SL が副次流れパターンとして比較的大きな寄与量を持つことが多い。SL と CR は共に、大規模な西風と貿易風の辺縁で形成される総観規模流れパターンであり、同じ背景場のもとで形成されることが 2 つの流れパターン間の関係性が高い原因であると考えられる。CR、EW は、ともに偏東風波動のトラフに伴った TC 発生事例だが、EW は西風から離れた東風の中で起きるという定義のもと分類することで、EW が主要流れパターンの場合、その他の流れパターンが寄与することが少なく、EW は単独で TC 発生過程に影響を及ぼす傾向があることがわかった。

本研究の後半では、TC 発生に関する大規模環境場と総観規模環境場との関係性について調べた。RH99 では総観規模流れパターンを形成する背景場として、モンスーントラフと貿易風の影響のみが挙げられている。また、Camargo et al. (2009) は、TC 発生環境場と Madden-Julian Oscillation (MJO, Madden and Julian 1971, 1972) と呼ばれる ISO との関係性を調べたが、総観規模の TC 発生環境場という視点は導入しなかった。しかし、総観規模の TC 発生環境場が異なれば、大規模環境場との関係性も異なると考えられた。そこで本研究では、MJO よりも北西太平洋上の夏季の ISO をよく説明するものとして、Boreal Summer IntraSeasonal Oscillation (BSISO, Kemball-Cook and Wang 2001, Kikuchi et al. 2012) に着目し、総観規模流れパターンに関する客観的分類手法と ISO のライフサイクルを表現する Bimodal ISO インデックス (Kikuchi et al. 2012) を用いることで、総観規模の TC 発生環境場と ISO の関係性について調べた。本研究の解析結果から、BSISO のフェーズが異なると、TC 発生頻度が高くなる総観規模の流れパターンが異なることが初めて明らかになった。BSISO の活動が活発な場合に (振幅が大きい場合に)、SL に伴う TC 発生事例はフェーズ 7、CR はフェーズ 7、8、EW はフェーズ 5、6、GY はフェーズ 5、6 においてそれぞれ発生頻度が高い。PTC は BSISO が不活発な場合のフェーズ 7、8 において発生頻度が高い。

本研究で作成した客観的分類手法はまだ完璧なものとは言えない。例えば EW の位置を推定するために想定したトラフの移動速度の決定方法や、モンスーン渦自体の検証を含めて GY パターンのスコア算出方法を今後見直す必要があると考える。また、この解析手法を北西太平洋以外の領域の TC 発生事例にも適用出来るかどうか研究を進める必要がある。総観規模の環境場は TC 発生過程の中でも重要な対流雲の組織化や渦形成過程といったメソスケール過程のすぐ背景にある条件であるため、総観規模の環境場について包括的な理解が進めば、複雑で多種多様な発生事

例があるように思える TC 発生事例を簡潔に整理し理解できると考える. 本研究の第 2 章では客観的分類手法の特徴を活かして主要流れパターンと副次流れパターンの関係性を議論することができたが, 第 3 章の ISO との関係性を評価するときには問題の単純化のために副次流れパターンを考慮しなかった. 今回の研究で得られた成果をもとに, ISO と流れパターンの関係についてより詳細に研究を進めていく必要がある.

TC 発生の予測を目標とした研究が盛んに行われてきたが, 現在においても TC 発生を予測することは難しい. これは, メソスケールの発生過程とその背景場との関係性が未だ明らかなではないことが 1 つの原因である. 従って, どのような環境条件の下で発生過程が進行しうるのか判断できない. 本研究によって得られた総観規模の流れパターンや大規模環境場と総観規模環境場との関係性に関する知見は, この問題に取り組むための重要な情報となり得る. 本研究で取り扱った総観規模流れパターンはメソスケールの渦形成過程に重要な対流圏下層の鉛直渦度を供給すると考えられ, 発生過程の進行を判断する環境条件を探す足がかりになるからである. 今後, 特定の総観規模流れパターンのもとで進行するメソスケールの渦形成過程が明らかになれば, TC 発生予測がより現実のものに近づくと考えられる.

## 参考論文

Thesis の基礎となった論文は以下の 2 篇である.

1. Environmental Factors Contributing to Tropical Cyclone Genesis over the Western North Pacific  
(北西太平洋上における熱帯低気圧発生に寄与を及ぼす環境要因)  
*Monthly Weather Review*, **Vol. 141**, pp 451–467, 2013 年 2 月.  
Ryuji Yoshida, Hirohiko Ishikawa の共著
2. Impact of Boreal Summer Intraseasonal Oscillation on Environment of Tropical Cyclone Genesis over the Western North Pacific  
(北西太平洋上における熱帯低気圧発生環境場への北半球夏季季節内振動の影響)  
*Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **Vol. 10**, pp 15–18, 2014 年 2 月.  
Ryuji Yoshida, Yoshiyuki Kajikawa, Hirohiko Ishikawa の共著

その他の参考となる論文は以下の通りである.

3. 大規模流れ場とメソ対流併合からみた北西太平洋における熱帯低気圧発生の気候学的研究  
*京都大学 防災研究所年報*, **第 53 号 B**, pp 345–370, 平成 22 年 6 月.  
吉田龍二, 石川裕彦の共著

## 4. 台風 Francisco (T0118) の初期渦形成過程

京都大学 防災研究所年報, 第 54 号 B, pp 319–325, 平成 23 年 6 月.

吉田龍二, 石川裕彦の共著

## 5. Deep moist atmospheric convection in a subkilometer global simulation

(サブキロメートル解像度の全球シミュレーションにおける深い湿潤対流)

*Geophysical Research Letters*, Vol. 40, Issue 18, pp 4922–4926,

doi: 10.1002/grl.50944, 2013 年 9 月.

Yoshiaki Miyamoto, Yoshiyuki Kajikawa, Ryuji Yoshida, Tsuyoshi Yamaura, Hisashi Yashiro,

Hirofumi Tomita の共著

## 共著論文における申請者の寄与

Thesis の基礎となった論文 2 篇において、申請者の寄与は以下の通りである。

### 参考論文 1

客観的分類手法の構築からその算出結果の解析、および論文の執筆まですべて申請者 Ryuji Yoshida が行った。共著者である Hirohiko Ishikawa 氏には申請者の指導教官(修士課程, 博士後期課程に在籍時)として逐次助言をいただいた。

### 参考論文 2

総観規模流れパターンの分類に関する解析から季節内振動(BSISO)のインデックスを用いた大規模と総観規模の関係性についての解析、および論文の執筆のすべてを申請者 Ryuji Yoshida が行った。共著者である Yoshiyuki Kajikawa 氏には BSISO インデックスの算出、および研究結果や英文校正に対する助言をいただいた。共著者である Hirohiko Ishikawa 氏には共同研究者として逐次助言をいただいた。



## 謝辞

本研究を推進するにあたって、京都大学防災研究所、暴風雨・気象環境研究分野の石川裕彦教授には、メソ気象や台風のみならず研究全般にわたる知識を教えて頂き、また参考論文の共著者として議論させていただきましたことを御礼申し上げます。また、同研究分野の竹見哲也准教授には、熱帯の対流システムや季節内振動に関する知識を教えて頂き、また熱帯海洋上での観測などで大変お世話になりましたこと感謝いたします。同研究所、流域災害研究センターの林泰一准教授には、アジアモンスーンや観測データに関する多くの知識を教えていただきましたこと感謝いたします。暴風雨・気象環境研究分野の堀口光章助教には、修士課程、博士後期課程に在籍期間に多くの議論をさせていただき、研究環境やネットワーク管理などでもお世話になりました。また、同研究分野の秘書にあたる、戸田嘉子さんには在籍期間に研究環境を整えていただきましたこと感謝いたします。修士課程から博士後期課程の在籍期間にお世話になった、暴風雨・気象環境研究分野、および流域災害研究センターの学生と卒業生のみなさまには、研究や私生活を含め全般にわたってご指導、ご協力いただいたことに感謝いたします。先輩にあたる現大阪市立環境科学研究所の奥勇一郎博士には、解析や描画方法について教えていただきましたこと感謝いたします。

独立行政法人 理化学研究所計算科学研究機構、複合系気候科学研究チームの方々にも大変にお世話になりました。現職における直属の上司である富田浩文チームリーダーには、本研究を行うことに対して快くご理解をいただきましたこと厚く御礼申し上げます。さらに富田浩文チームリーダーには、全球モデルや熱帯擾乱に関する幅広い知識を教えて頂き、研究環境のサポートなど多大なご指導とご支援をいただきましたことを御礼申し上げます。参考論文の共著者でもある同チームの梶川義幸上級研究員には、研究を進めるにあたって季節内振動に関する解析を手伝っていただき、また熱帯気象、モンスーンや、季節内振動に関する多くの知識を教えていただきましたこと感謝いたします。同チームの宮本佳明博士には、熱帯低気圧の発生、発達についていつも議論につきあっていただきご指導いただきましたこと感謝いたします。同研究チームのメンバーの方々には、本研究に関して多くの議論させて頂き、またプログラミングの基礎、計算科学および計算機

科学の基礎についてご指導頂きましたこと感謝いたします。また研究が捗るようにチームの仕事にもご支援をいただきましたことに御礼申し上げます。

岡山大学、理学部地球科学科大気水圏科学の塚本修教授には気象学の基礎的な知識や研究活動に関する知識を教えていただいたことを御礼申し上げます。横浜国立大学の筆保弘徳准教授には台風発生について様々な議論をさせていただいたこと感謝いたします。東京大学大気海洋研究所 海洋大気力学分野の柳瀬亘助教には台風全般について多くの議論をさせていただいたこと感謝いたします。東京大学大気海洋研究所 気候システム研究系、および独立行政法人 海洋開発研究機構、全球雲解像モデリング研究チームの方々には研究に関して、台風、季節内振動や熱帯波動など様々な議論をさせていただき、ご指導、ご協力をいただいたことに感謝いたします。そして、気象学会等を通して本研究に関して議論させていただいた方々に深く感謝いたします。

最後に 10 年以上の長きにわたって学費・生活費をサポートし、大学生活を暖かく見守ってくださった母、父、また妹に感謝の意を表します。そして、私のわがママを聞き、根気強く支援し導いてくれた妻に感謝いたします。

## 参考文献

- Aiyyer, A. R., and J. Molinari, 2003: Evolution of Mixed Rossby-Gravity Waves in Idealized MJO Environments. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 2837-2855.
- Anthes R. A., 1982: Tropical Cuclones, Their Evolution, Structure and Effects. Meteorological Monographs, Volume 19, Number 41, ISBN 0-933876-54-8.
- Bister, M., and K. A. Emanuel, 1997: The genesis of Hurricane Guillermo: TEXMEX analyses and a modeling study. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2662-2682.
- Briegel, L. M., and W. M. Frank, 1997: Large-scale influences on tropical cyclogenesis in the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1397-1413.
- Camargo, S. J., and A. H. Sobel, 2005: Western North Pacific tropical cyclone intensity and ENSO. *J. Clim.*, **18**, 2996-3006.
- Camargo, S. J., K. A. Emanuel, and A. H. Sobel, 2007: Use of a Genesis Potential Index to Diagnose ENSO Effects on Tropical Cyclone Genesis. *J. Clim.*, **20**, 4819-4834.
- Camargo, S. J., M. C. Wheeler, and A. H. Sobel, 2009: Diagnosis of the MJO modulation of tropical cyclogenesis using an empirical index. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 3061-3074.
- Carr, L. E., III, and R. L. Elsberry, 1995: Monsoonal interactions leading to sudden tropical cyclone track changes. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 265-289.
- Chang, H. R., and P. J. Webster, 1990: Energy accumulation and emanation at low latitudes. Part II: Nonlinear response to strong episodic equatorial forcing. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2624-2644.
- Charney, J. G., and A. Eliassen, 1964: On the Growth of the Hurricane Depression. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 68-75.
- Chen, S. S., R. A. Houze Jr., and B. E. Mapes, 1996: Multiscale variability of deep convection in relation to large-scale circulation in TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 1380-1409.

- 
- Chen, T. C., S. Y. Wang, M. C. Yen, and A. J. Clark, 2008: Are tropical cyclones less effectively formed by easterly waves in the western North Pacific than in the North Atlantic? *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 4527-4540.
- Dickinson, M., and J. Molinari, 2002: Mixed Rossby-Gravity Waves and Western Pacific Tropical Cyclogenesis. Part I: Synoptic Evolution. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2183-2196.
- Duchon, C. E., 1979: Lanczos filtering in one and two dimensions. *J. Appl. Meteorol.*, **18**, 1016-1022.
- Dunkerton, T. J., M. T. Montgomery, and Z. Wang, 2009: Tropical cyclogenesis in a tropical wave critical layer: easterly waves. *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 5587-5646.
- Emanuel, K.A., 1986: An Air-Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part I: Steady-State Maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 585-604.
- Emanuel, K. A., 2003: Tropical Cyclones. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **31**, 75-104.
- Emanuel, K. A., and D. S. Nolan, 2004: Tropical cyclone activity and global climate. *Preprints, 26th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, Miami, FL, Amer. Meteor. Soc.*, 10A.2. [Available online at <https://ams.confex.com/ams/pdfpapers/75463.pdf>.]
- Frank, W. M., and P. E. Roundy, 2006: The Role of Tropical Waves in Tropical Cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2397-2417.
- Ferreira, R. N., and W. H. Schubert, 1999: The role of tropical cyclones in the formation of tropical upper-tropospheric troughs. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 2891-2907.
- Fritsch, J. M., J. D. Murphy, and J. S. Kain, 1994: Warm Core Vortex Amplification over Land. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1780-1807.
- Fudeyasu, H., Y. Wang, M. Satoh, T. Nasuno, H. Miura, and W. Yanase., 2010: Multiscale interactions in the life cycle of a tropical cyclone simulated in a global cloud-system-resolving model. part II: system-scale and mesoscale processes. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 4305-4327.
- Gray, W. M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 669-700.
-

- Gray, W. M., 1975: Tropical cyclone genesis. *Dept. of Atmos. Sci.*, Paper No. 234, Colorado State University, Fort Collins, CO, 121pp.
- Gray, W. M., 1998: The formation of tropical cyclones. *Meteor. Atmos. Phys.*, **67**, 37-69.
- Hartmann, D. L., and M. L. Michelsen, and S. A. Klein, 1992: Seasonal variations of tropical intraseasonal oscillations: A 20-25-day oscillation in the western Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1277-1289.
- Heta, Y., 1990: An analysis of tropical wind fields in relation to typhoon formation over the western Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 65-77.
- Heta, Y., 1991: The origin of tropical disturbances in the equatorial Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 337-351.
- Holland, G. J., 1995: Scale interaction in the western Pacific monsoon. *Meteor. Atmos. Phys.*, **56**, 57-79.
- Houze, R. A., Jr., M. Bell, and W.-C. Lee, 2009: Convective contribution to the genesis of Hurricane Ophelia (2005). *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 2778-2800.
- Houze, R. A. Jr., 2010: Clouds in Tropical Cyclones., *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 293-344.
- Jones, S. C., P. A. Harr, J. Abraham, L. F. Bosart, P. J. Bowyer, J. L. Evans, D. E. Hanley, B. N. Hanstrum, R. E. Hart, F. Lalaurette, M. R. Sinclair, R. K. Smith, and C. Thorncroft, 2003: The Extratropical Transition of Tropical Cyclones: Forecast Challenges, Current Understanding, and Future Directions. *Wea. Forecasting*, **18**, 1052-1092.
- Kemball-Cook, S, and Wang B, 2001: Equatorial waves and air-sea interaction in the boreal summer intraseasonal oscillation. *J. Clim.*, **14**, 2923-2942
- Kerns, B. W., and S. S. Chen, 2013: Cloud Clusters and Tropical Cyclogenesis: Developing and Nondeveloping Systems and Their Large-Scale Environment. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 192-210.
- Kikuchi, K., B. Wang and Y. Kajikawa, 2012: Bimodal representation of the tropical intraseasonal oscillation. *Clim. Dyn.*, **38**, 1989-2000.

- 
- Lander, M. A., 1994: Description of a monsoon gyre and its effects on the tropical cyclones in the western North Pacific during August 1991. *Wea. Forecasting*, **9**, 640-654.
- Lau, K. M., and P. H. Chan, 1985: Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern winter as inferred from outgoing long wave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1889-1909.
- Lau, K. M., and P. H. Chan, 1986: Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing long wave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1354-1367.
- Lee, C.-S., K. K. W. Cheung, J. S. N. Hui, and R. L. Elsberry, 2008: Mesoscale features associated with tropical cyclone formations in the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2006-2022.
- Li, T., and B. Fu, 2006: Tropical cyclogenesis associated with Rossby wave energy dispersion of a preexisting typhoon. Part I: Satellite data analyses. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 1377-1389.
- Li, T., X. Ge, B. Wang, and Y. Zhu, 2006: Tropical cyclogenesis associated with Rossby wave energy dispersion of a preexisting typhoon. Part II: Numerical simulations. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 1390-1409.
- Liebmann, B., H. H. Hendon, and J. D. Glick, 1994: The relationship between tropical cyclones of the western Pacific and Indian Oceans and the Madden-Julian Oscillation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 401-411.
- Liebmann, B., and Smith CA, 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **77**, 1275-1277.
- Madden, R. A. and Julian P. R., 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.
- Madden, R. A. and Julian P. R., 1972: Description of global-scale circulation cells in the Tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.
- Menkes, C. E., M. Lengaigne, P. Marchesiello, N. C. Jourdain, E. M. Vincent, J. Lefevre, F. Chauvin, and J. F. Royer, 2012: Comparison of tropical cyclogenesis indices on seasonal to interannual timescales. *Climate Dyn.*, **38**, 301-321, doi:10.1007/s00382-011-1126-x.
- Miller, D., and J. M. Fritsch, 1991: Mesoscale convective complexes in the western Pacific region, *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2978-2992.
-

- Molinari, J., S. Skubis, and D. Vollaro, 1995: External influences on hurricane intensity. Part III: Potential vorticity structure. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 3593-3606.
- Montgomery, M. T., and B. F. Farrell, 1993: Tropical cyclone formation. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 285-310.
- Montgomery, M. T., M. E. Nicholls, T. A. Cram, and A. B. Saunders, 2006: A Vortical Hot Tower Route to Tropical Cyclogenesis, *J. Atmos. Sci.*, **63**, 355-386.
- Montgomery, M. T., L. L. Lussier III, R. W. Moore, and Z. Wang, 2010: The genesis of Typhoon Nuri as observed during the Tropical Cyclone Structure 2008 (TCS-08) field experiment - Part 1: The role of the easterly wave critical layer. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 9879-9900.
- Murakami, H., B. Wang, and A. Kitoh, 2011: Future change of western North Pacific typhoons: Projection by a 20-km-mesh global atmospheric model. *J. Climate*, **24**, 1154-1169.
- Nakazawa, T., 1988: Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **66**, 823-836.
- Nolan, D. S., E. D. Rappin, and K. A. Emanuel, 2007: Tropical cyclogenesis sensitivity to environmental parameters in radiative-convective equilibrium. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 2085-2107.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- Ooyama, K., 1969: Numerical Simulation of the Life Cycle of Tropical Cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 3-40.
- Ramage, CS., 1959: Hurricane development., *J. Meteorol.*, **16**, 227-37
- Reed, R. J., and E. E. Recker, 1971: Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the equatorial western Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1117-1133.
- Riehl, H., 1948: On the formation of typhoons. *J. Meteorol.*, **5**, 247-64
- Ritchie, E. A., and G. J. Holland, 1997: Scale interactions during the formation of typhoon Irving, *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1377-1396.

- 
- Ritchie, E. A., and G. J. Holland, 1999: Large-scale patterns associated with tropical cyclogenesis in the western Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2027-2043.
- Schreck, C. J., J. Molinari, and A. Aiyyer, 2012: A Global View of Equatorial Waves and Tropical Cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 774-788.
- Serra, L. Y., G. N. Kiladis, and M. F. Cronin, 2008: Horizontal and vertical structure of easterly waves in the Pacific ITCZ. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 1266-1284.
- Shapiro, L. J., 1977: Tropical storm formation from easterly waves: A criterion for development. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1007-1021.
- Simpson, J., E. A. Ritchie, G. J. Holland, J. Halverson, and S. Stewart, 1997: Mesoscale interactions in tropical cyclone genesis, *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2643-2661.
- Skamarock, W. C., M. L. Weisman, and J. B. Klemp, 1994: Three-Dimensional Evolution of Simulated Long-Lived Squall Lines. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2563-2584.
- Tam, C. Y., and T. Li, 2006: The origin and dispersion characteristics of the observed tropical summertime synoptic-scale waves over the western Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1630-1646.
- Tsuo, C. Y., Z. Y. Feng, and M. Chigara, 2011: Catastrophic landslide induced by Typhoon Morakot, Shiaolin, Taiwan. *Disaster Prevention Research Institute Annuals*, A, **54**, 25-42.
- Tsuboi, A., and T. Takemi, 2014: The interannual relationship between MJO activity and tropical cyclone genesis in the Indian Ocean. *Geoscience Letters*, 2014 1:9, doi:10.1186/2196-4092-1-9.
- Wang, B., and J. C. L. Chan, 2002: How Strong ENSO Events Affect Tropical Storm Activity over the Western North Pacific. *J. Clim.*, **15**, 1643-1658.
- Wang, Z., M. T. Montgomery, and T. J. Dunkerton, 2010: Genesis of Pre-Hurricane Felix (2007). Part I: The Role of the Easterly Wave Critical Layer. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 1711-1729.
- Wheeler, M., and G. N. Kiladis, 1999: Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 374-399.
-



- Wheeler, M. C., and H. H. Hendon, 2004: An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917-1932.
- Wu, L., Z. Wen, R. Huang, and R. Wu, 2012: Possible linkage between the monsoon trough variability and the tropical cyclone activity over the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 140-150.
- Yanai, M., 1961: A detailed analysis of typhoon formation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **39**, 187-214.
- Yanai, M., 1968: Evolution of a tropical disturbance in the Caribbean Sea region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, 85-109.
- Yanai, M., B. Chen, and W. W. Tung, 2000: The Madden-Julian Oscillation Observed during the TOGA COARE IOP: Global View. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 2374-2396.
- Zhang, C., and P. J. Webster, 1989: Effects of zonal flows on equatorially trapped waves. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3632-3652.
- Zehr, R. M., 1992: Tropical cyclogenesis in the western North Pacific. *NOAA Tech. Rep.*, **NESDIS 61**, 181 pp.
- Zhu, C., T. Nakazawa, and L. Jianping, 2003: Modulation of twin tropical cyclogenesis by the MJO westerly wind burst during the onset period of 1997/98 ENSO. *Adv. in Atmos. Sci.*, **20**, 882-898.
- 吉田龍二, 石川裕彦, 2011: 台風 Francisco (T0118) の初期渦形成過程. *京都大学防災研究所年報*, **第54号B**, 319-325.